

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



MODELOS DE DINÂMICA DA TERRA APLICADOS À GEOLOGIA DE
PORTUGAL: RELEVÂNCIA DA EXPERIMENTAÇÃO ANÁLOGA NO
ENSINO E NA DIVULGAÇÃO DA GEOLOGIA

Edite Paula Silva Bolacha

Doutoramento em Geologia
(Geodinâmica Interna)

2014

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**MODELOS DE DINÂMICA DA TERRA APLICADOS À GEOLOGIA DE
PORTUGAL: RELEVÂNCIA DA EXPERIMENTAÇÃO ANÁLOGA NO
ENSINO E NA DIVULGAÇÃO DA GEOLOGIA**

Edite Paula Silva Bolacha

Tese orientada pelos Professores Doutores Paulo Emanuel Talhadas
Ferreira da Fonseca e Rui Manuel Soares Dias, especialmente
elaborada para a obtenção do grau de doutor em Geologia
(Geodinâmica Interna)

2014

Agradecimentos

Quando menos se espera, tudo é ainda mais estimulante, desafiante e, simultaneamente, avassalador; assim foi, com o apoio dos que contribuíram de forma inconsciente, deliberada ou institucional para esta investigação. Começo por agradecer:

- Aos pais, Diná e José António, pela vida, por terem evitado que “saísse” dela, pela persistência genética e educacional que me transmitiram, pelo apoio que sempre me deram, pela amizade incondicional.
- Às equipas de saúde que, em Abril/Maio de 2012, me permitiram voltar rapidamente à vida normal, bem como a todos, incluindo o meu irmão Carlos e os meus sobrinhos, Joana e Levi, os amigos em que incluo professores e funcionários do GeoFCUL que, me apoiaram numa fase complicada da minha vida.

Porém, este programa de trabalhos não teria visto a luz do dia sem que outros tivessem persistido. Primeiro, o meu orientador, Prof. Doutor Paulo Fonseca, que me “arrastou” para esta aventura do conhecimento, na sequência de anteriores iniciativas, como a ação de formação contínua para professores “Curso de Experiências em Geologia”, realizada em Julho e Setembro de 2005. A ele se juntaram os meus ex-colegas de Direção da APG (Associação Portuguesa de Geólogos), e amigos incondicionais, os Profs. Doutores Fernando Noronha (FCUP) e António Mateus (FCUL). Por fim, o Prof. Doutor Rui Dias (UÉ), que aceitou o convite como coorientador, fornecendo a pedra de toque ao projeto, a Geologia de Portugal. Todos eles confiaram na minha pessoa e numa investigação não convencional que exigia o aprofundamento de conhecimentos que *a priori* não dominava.

O conhecimento da Geologia de Portugal que possuía antes deste empreendimento foi um dos que foi amplamente melhorado, não só a partir da bibliografia que consultei mas, especialmente, por meio das diversas saídas de campo em que participei ou para que fui convidada. Enumero as regiões e quem as orientou ou teve especial contributo: o Complexo Metamórfico da Foz do Douro, orientada pelo Prof. Doutor Fernando Noronha (FCUP); a Bacia de Valongo do Vouga, orientada pelo Prof. Doutor Alberto Gomes (FLUP) e pelo Prof. Doutor Paulo Fonseca; a Zona Oeste (Vale tifónico das Caldas de Rainha e Nazaré), orientada pelo Prof. Doutor Paulo Fonseca e pela Dra. Anabela Cruces; a Serra de Sintra e áreas limítrofes, orientada pelo Prof. Doutor Paulo Fonseca. Por fim, as saídas ao Norte (Porto, Valongo, Marão) e à Costa Vicentina, foram orientadas pelo Prof. Doutor Rui Dias.

A construção dos modelos, leia-se equipamentos ou aparatos, é mérito dos meus dois orientadores, bem como a força muscular necessária à sua movimentação. Muitos dos desenhos, incluindo a tabela cronostratigráfica da ZSP, da tese são da autoria do Prof. Doutor Rui Dias, e a maioria dos cortes nos modelos transcorrentes foi realizada pelo Prof. Doutor Paulo Fonseca.

São devidos agradecimentos também aos seguintes Profs. Doutores do GeoFCUL: João Mata (responsável pela sala 6.2.70), César Andrade (então presidente do Departamento) e Conceição Freitas (então responsável da unidade de investigação-Centro de Geologia) por terem reunido as condições necessárias à investigação, incluindo o bom ambiente. Este agradecimento é extensível às então colegas de doutoramento Sofia Martins e Cyntia Mourão por me terem acolhido da melhor maneira no *seu espaço* (a sala 6.2.70).

Ainda no GeoFCUL (Departamento de Geologia da FCUL), o Prof. Doutor Mário Cachão permitiu-nos o acesso à lupa binocular no *NanoLab* para as fotografias às areias, enquanto os Profs. Doutores Isabel Moitinho e Fernando Marques concederam o acesso ao Laboratório de Geotecnia e a então aluna de Mestrado Rita Pimenta auxiliou-nos na determinação do coeficiente de atrito interno das areias.

Ao Prof. Doutor Filipe Rosas (também do GeoFCUL) agradeço o auxílio para o entendimento do *scaling* na modelação análoga, à luz da teoria de Hubbert, por altura da preparação do Seminário de investigação II (Curso de Formação Avançada) e na sua discussão de que foi arguente.

À Prof^a. Doutora Clara Vasconcelos (FCUP) que nos orientou na escolha da metodologia de investigação educacional a adotar, bem como no modelo de ensino e no processo a seguir para a validação do questionário. Foi a arguente do Seminário Doutoral I. As discussões e troca de ideias efetuadas, quer durante o seminário, quer em outras ocasiões, contribuíram em muito para o resultado final deste trabalho no que diz respeito à componente educacional, mas também às *nuances* epistemológicas que atravessam todo o estudo.

Para finalizar os agradecimentos aos professores que fizeram parte do júri das três provas públicas realizadas, destaco o Prof. Doutor António Ribeiro, realçando o acolhimento, o cuidado e a minúcia que colocou na análise e discussão do trabalho que apresentámos no Seminário Doutoral II, bem como a maneira como amavelmente coloca o seu enorme conhecimento à disposição de quem o ouve.

Para além dos orientadores, agradeço a quem amavelmente nos forneceu bibliografia, os Profs. Doutores: Clara Vasconcelos (FCUP), Filipe Rosas (GeoFCUL), João Cabral (GeoFCUL), Conceição Freitas (GeoFCUL), Luís Matias (IDL- Instituto Dom Luís) e Nir Orion (Weizmann Institute of Science, Israel).

A toda a equipa do CCV de Estremoz, de que destaco o Noel Moreira e o grupo de alunos provenientes de Timor-Leste, que auxiliaram quer na montagem dos modelos da ZSP, bem como na iluminação e aquisição de imagens, durante as minhas estadias nesse polo da Universidade de Évora. Agradeço também especialmente ao Alexis Soares pelas informações que me forneceu relativamente aos visitantes e programas do Centro. Agradeço com especial destaque ao diretor do CCV e do *Tektonikos* – pólo de Estremoz da Universidade de Évora, o meu coorientador, Prof. Doutor Rui Dias, as condições que conseguiu reunir, especialmente para a realização de experiências que envolveram equipamentos de grandes dimensões, bem como elevadas quantidades de areias. A ele também tenho que agradecer as inúmeras

discussões que tivemos, e as correções minuciosas que fez e que me permitiram melhorar a versão final deste relatório.

São também devidos agradecimentos aos alunos do 1º ciclo de Geologia que auxiliaram na iluminação e captação de imagens das experiências da ZSP realizadas na FCUL; à Evelina Veiga que me ajudou na movimentação dos modelos transcorrentes e a refletir sobre diversos aspetos da modelação análoga; à Helena Moita de Deus, “colega da Geologia Experimental” desde a ação de formação em 2005, que me ajudou na implementação do modelo da ZSP numa das escolas e, em várias discussões posteriores sobre a investigação educacional.

Agradeço a disponibilidade imediata e o cuidado na análise do questionário, aos quatro especialistas que procederam à sua validação, os Profs. Doutores António Mateus e Carlos Marques da Silva da FCUL, os Profs. Doutores Jorge Valadares e Filomena Amador da Universidade Aberta.

Agradeço as respostas sempre imediatas e atenciosas quer do Prof. Doutor Tomás Oliveira às minhas questões sobre as Cartas Geológicas, quer do Prof. Doutor Carlos Marques da Silva sobre Cronostratigrafia.

Agradeço a todas as professoras e alunos que participaram em todas as fases da investigação educacional. Cito apenas os nomes das professoras: Fátima Lopes, Lurdes Martins, Maria Assunção Potes, Maria João Picado, Gracinda Figueiredo.

Diversas conversas foram importantes para o progresso deste trabalho porque me ajudaram a refletir sobre diversos assuntos, como as que tive com a Teresa Marcelino sobre questionários e investigação educacional; e com a Teresa Salomé Mota sobre História e Epistemologia da Geologia e Modelação Análoga. Agradeço ainda à minha colega Carmo Miranda Machado que apesar de ter *continuado* na escola, enquanto eu estive fora, sempre me apoiou e torceu por mim. Acrescento ainda, pela amizade, a Profª Doutora Lúcia Martins, que sempre me apoiou e estimulou, principalmente em alguns momentos mais difíceis.

Por fim, parece-me importante realçar que todos os fatores e condições que se reuniram em torno do meu ser, por mérito das várias pessoas que mencionei e da minha persistência, permitiram-me, durante quatro anos, não só ultrapassar muitas das minhas limitações, como *viver (n)a Universidade*. Para além de todo o conhecimento que adquiri, a vivência da Universidade (de Lisboa) através da Faculdade de Ciências, deu-me uma perspetiva muito diferente da que tinha construído até aí, tendo resultado numa experiência única!

Esta investigação foi financiada pela FCT- Fundação para a Ciência e a Tecnologia, através da bolsa ref. SFRH/BD/43297/2008, de Setembro de 2009 a Agosto de 2012.

A investigadora beneficiou igualmente de Equiparação a Bolseiro concedida pelo Ministério da Educação (e Ciência) durante os anos escolares de 2009/10 a 2012/13.

Resumo

A Modelação Análoga é uma metodologia da investigação geológica que registou importantes aperfeiçoamentos nas últimas décadas. Simula as múltiplas fases, especialmente, dos processos endógenos decorridos em largas unidades de espaço e tempo, testando teorias e modelos, e permitindo fazer previsões sobre o comportamento de sistemas geológicos. Contudo, apesar do seu valor didático e explicativo, não existiam dados concretos provenientes da sua aplicação em contextos de aprendizagem (formal e não-formal), especificamente para resolução de problemas originários da investigação geológica.

A Geologia de Portugal, abordada no contexto da Tectónica de Placas e do modelo de Wilson, fornece problemas com interesse científico e didático. No caso do ciclo Varisco, a modelação do prisma acrecionário da Zona Sul Portuguesa, forneceu dados sobre as diferenças de padrões estruturais entre as zonas mais internas e as mais externas e, nestas, sobre a formação de cavalgamentos subhorizontais. No caso do ciclo Alpino, a modelação de uma bacia de desligamento associada à movimentação da Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo durante o Cenozoico, permitiu tirar ilações sobre relações descritas entre algumas estruturas, a subsidência da bacia e o padrão da rede hidrográfica. São discutidas algumas limitações dos dois modelos e apresentadas sugestões para trabalhos futuros. Estes modelos foram aplicados em contexto didático seguindo uma abordagem de ensino de investigação por resolução de problemas. Os resultados obtidos revelam que, após a atividade de modelação, existem melhorias na compreensão dos conceitos: Tempo Geológico, Espaço Geográfico e Complementaridade (de processos), bem como na complexidade dos raciocínios/modelos mentais aplicados pelos alunos.

A Modelação Análoga parece, assim, configurar-se como uma importante estratégia para a compreensão de fenómenos complexos e de larga escala (temporal e espacial), desde que adequadamente aplicada e assente em exemplos/problemas de geologia regional. Sugerem-se planificações didáticas integrando os modelos desenvolvidos e alterações aos *curricula*, considerando o estado do conhecimento científico atual.

Palavras-chave:

Modelação Análoga, Geologia de Portugal, Aprendizagem Formal e Não-Formal, Ciclos Varisco e Alpino, Modelos Mentais.

Abstract

Analogue modelling is a methodology of geological research that recorded significant improvement over the last decades. Simulate the multiple stages, especially of the endogenous processes progressed in large units of space and time and, thus, the evaluation of theories and models designed to describe and predicted the behavior of geological systems. Despite of its didactic and explicative value, there are no real data resulting from its application in learning contexts (formal and non-formal), specifically to solve problems originating in geological research.

The Geology of Portugal, addressed in the frame of Plate Tectonics and the Wilson model, provides problems scientific and didactic interested. For the Variscan cycle, the analog model of an accretionary wedge in the South Portuguese Zone provided data on differences in structural patterns between internal and external domains, and in the latter, on the formation of low-angle thrusts. For the Alpine cycle, the modeling of a strike-slip basin related to the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo Shear Zone in Cenozoic allowed to infer about relationships between some structures described, the basin subsidence and the hydrographic network pattern. Limitations of both models are discussed and, on this basis, suggestions for future research are pointed out. These models were applied in a learning context following a problem solving teaching model. The obtained results revealed that, after the analogue modelling activity, evident improvements occurred, on the understanding of the concepts: Geologic Time, Geographical Space and Complementarity of processes and on the increase of the complexity of reasoning /mental models applied by students.

Analogue modelling represents therefore an important strategy to understanding complex and large-scale (temporal and spatial) phenomena, if properly applied and framed by examples/problems of regional geology. Suggestions for some teaching tutorials with analog models and to curricula changes are made, considering the present state of scientific knowledge.

Keywords:

Analogue modelling, Geology of Portugal, Formal and non-Formal Learning, Variscan and Alpine cycles, Mental models.

Acrónimos, Siglas e Símbolos utilizados:

CAI - Complexo Alóctone Inferior

CAS - Complexo Alóctone Superior

CCV - Centro Ciência Viva

CFM - Complexo Filonítico de Moura

CIB - Complexo Ígneo de Beja

CMFD - Complexo Metamórfico da Foz do Douro

COBA - Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches

CO - Complexo Ofiolítico

FPTFA - Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo

GFBA - Grupo do Flysch do Baixo Alentejo

IPMA - Instituto Português do Mar e da Atmosfera

Ma - Milhões de anos

MMHT - Método das Múltiplas Hipóteses de Trabalho

MOI - Margem Ocidental Ibérica

MORB - “Mid Ocean Ridge Basalt” que, em português, significa basaltos originados em dorsais (médio) oceânicas

MPa e KPa - MegaPascal e KiloPascal, unidades de tensão

OCDE - Organização para o Desenvolvimento e Cooperação Económica

PISA - *Programme for International Student Assessment* (Programa Internacional de Avaliação de Alunos) da responsabilidade da OCDE

PL - Domínio do Pulo do Lobo

PQ (= FQ) - Grupo Filito-Quartzítico

SI - Sistema Internacional de Unidades

SOI - Sequências Ofiolíticas Internas

TAI - Terreno Autóctone Ibérico

TAPL - Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo

TP - Teoria da Tectónica de Placas

TSP - Terreno Sul Português

UNESCO - *United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization* (Organização das Nações Unidas para a Educação, Ciência e Cultura)

VS - Complexo Vulcano Sedimentar

V1 e V1 - Respetivamente 1ª e 2ª versão do questionário, aplicadas antes e após a atividade de modelação análoga.

ZCI - Zona Centro Ibérica

ZCPTFA - Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo

ZCTBC - Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba

ZDP - Zona de Deslocamento Principal

ZGTOM - Zona de Galiza e Trás-os-Montes

ZOM - Zona de Ossa Morena

ZSP - Zona Sul Portuguesa

Índice geral

	Página
Introdução	1

Capítulo I

Enquadramento e pertinência do estudo.....	9
1. Porquê saber Geologia?	13
2. Onde aprender Geologia?	16
2.1. Contextos formais.....	18
2.2. Contextos não formais e informais	19
2.2.1. Os Clubes de Ciência	21
2.2.2. A divulgação científica e o <i>Ciência Viva</i>	22
3. Como aprender e ensinar Geologia?	27
3.1. Estruturação do conhecimento em Geologia	27
3.1.1. Abordagens integradoras e sistémicas	28
3.1.2. Conceitos estruturantes	31
3.2. Métodos e técnicas de construção do conhecimento geológico	34
3.2.1. O Campo	34
3.2.2. A Experimentação em Geologia.....	37
3.2.3. Analogias em Geologia	40
3.2.4. Modelos em Geologia.....	44
3.2.4.1. Modelos concretos	45
3.2.4.2. Modelos científicos.....	50
3.2.4.3. Modelos mentais.....	54
3.2.5. Investigação e resolução de problemas geológicos.....	56
3.2.6. Ferramentas estruturadoras do conhecimento: Vês de Gowin e Mapas de conceitos.....	60
4. O que saber (ou não) em Geologia?	63
4.1. Explicação de montanhas e bacias antes da Tectónica de Placas: o Geossinclinal	64
4.2. A versão inicial e mais simples da Teoria da Tectónica de Placas.....	66
4.3. Teoria da Tectónica de Placas: umas décadas depois	71
4.4. A relevância da Geologia de Portugal	81
5. A modelação análoga aplicada ao ensino e divulgação da Geologia: estado da arte	83

Capítulo II

A Evolução geodinâmica de Portugal no contexto dos ciclos de Wilson	85
1. As orogenias no contexto dos ciclos de Wilson.....	89
1.1. Fragmentação de continentes e formação de bacias oceânicas.....	90
1.2. Formação de cadeias de montanhas- Orogéneses.....	94

2. O território geológico continental português.....	101
2.1. O ciclo varisco	105
2.1.1. Vestígios do ciclo (anterior) cadomiano.....	107
2.1.2. Processos extensivos no extremo Norte da Gondwana	110
2.1.3. Da subducção oceânica à colisão continental	114
2.1.3.1. As obduções na Zona de Ossa Morena	114
2.1.3.2. Obdução e colisão continental no Noroeste Transmontano.....	119
2.1.3.3. Subducção continental no Sudoeste e colisão generalizada	126
2.2. O ciclo alpino	129
2.2.1. A extensão mesozoica.....	130
2.2.1.1. O início da fraturação da Pangea no território português	132
2.2.1.2. Aprofundamento das bacias: tempo de dinossáurios	139
2.2.1.3. Oceanização e (pre)enchimento das bacias continentais (Lusitânica e Algarvia)	141
2.2.2. A compressão cenozoica	145

Capítulo III

A modelação análoga: ferramenta essencial em Geologia	151
1. Perspetiva histórica da modelação análoga	155
1.1. Lugar aos pioneiros: o século XIX	156
1.1.1. Reconstruir estruturas para fundamentar a teoria plutonista: Hall.....	156
1.1.2. A contração da Terra e a formação de montanhas: o mecanismo de Favre.....	158
1.1.3. A relevância da Geologia Experimental: Daubrée	160
1.1.4. Atenção focada nos processos: Cadell e Willis.....	161
1.2. A experimentação análoga no período “entre Guerras” e pós-segunda Guerra	163
1.2.1. A experimentação como constrangedora de hipóteses: Kuenen	164
1.2.2. Os trabalhos de Hans Cloos (e Riedel)	165
1.2.3. Experiências dos <i>mobilitas</i> Kuenen e Griggs	169
1.2.4. Estudos de pequena escala: falhas por (Ernst) Cloos e Hubbert, <i>boudins</i> por Ramberg	172
1.3. A renovação do interesse na experimentação com a Teoria da Tectónica de Placas	177
1.3.1. As experiências de subducção de Jacoby e Shemenda.....	178
1.3.2. A formação das zonas externas de montanhas associada à convergência de placas	180
1.3.3. As experiências de colisão continental de Taponnier (e outros)	183
2. O “scaling”: aplicação das leis de escala à modelação análoga em Geodinâmica interna	185
2.1. Princípios teóricos (do “scaling”).....	186
2.2. Materiais utilizados	190
2.2.1. Reologia dos materiais geológicos.....	191
2.2.2. Reologia dos materiais análogos.....	196
2.2.3. Propriedades reológicas de dois lotes de areias	201
3. Modelação análoga em Tectónica Experimental	208
3.1. Modelos compressivos	209
3.2. Modelos de desligamento	215
3.3. Modelos extensivos	222
4. A Modelação Análoga no ensino e na divulgação: como aplicar?	228

Capítulo IV

Modelação análoga (de alguns episódios) da evolução geodinâmica de Portugal	235
A. Ambientes convergentes.....	238
1. O exemplo da Zona Sul Portuguesa	239
2. Localização e contexto paleogeográfico	239
3. Litostratigrafia geral	241
4. Estrutura(s)	244
5. Evolução geodinâmica	246
6. Enquadramento de campo	251
7. A evolução dos prismas acrecionários	257
8. Modelos mecânicos para o prisma acrecionário da ZSP: da Geologia à Modelação Análoga	261
8.1. Cálculos do encurtamento e estimativa de dimensões reais	262
8.2. Metodologia	263
8.3. Resultados e discussão	267
9. Modelação análoga da formação e deformação da ZSP	269
9.1. Modelos e materiais	269
9.2. Experiências preliminares	272
9.2.1. Resultados	274
9.2.2. Discussão de resultados	281
9.3. Experiências para resolução dos problemas propostos	283
9.3.1. Experiências preparatórias	283
9.3.2. Experiências principais	285
9.3.2.1. Primeira experiência.....	288
9.3.2.1.1. Resultados e interpretação.....	289
9.3.2.2. Segunda experiência.....	291
9.3.2.2.1. Metodologia.....	291
9.3.2.2.2. Resultados	295
9.3.2.2.2.1. Análise parcial qualitativa.....	295
9.3.2.2.2.2. Análise global quantitativa.....	300
9.3.2.2.3. Discussão dos resultados	304
9.4. Implicações geodinâmicas	306
10. Modelação análoga de processos compressivos no ensino e divulgação da Geologia.....	308
B. Ambientes transcorrentes.....	311
1. Falhas de desligamento transcorrentes e transformantes	311
2. Estruturas associadas a falhas de desligamento.....	313
3. Exemplos de ambientes transcorrentes atuais: falha de Sto. André e Mar Morto.....	315
4. Ambientes transcorrentes no território português	318
5. A Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo.....	320
5.1. O Paleozoico.....	320
5.2. O Cenozoico	324

5.3. A bacia de Valongo do Vouga	329
5.3.1. Litostratigrafia	330
5.3.2. Estrutura (s)	332
5.3.3. Alguns aspetos da geologia regional para exploração didática	334
5.3.4. Evolução geodinâmica da bacia de Valongo do Vouga	338
6. Modelação análoga da formação e evolução de uma bacia de desligamento	342
6.1. Problemas de investigação para aplicação didática	343
6.2. Modelo e materiais	343
6.3. Metodologia	345
6.4. Resultados	347
6.5. Discussão dos resultados	354
6.6. Conclusões	357
7. Modelação análoga de ambientes transcorrentes no ensino e divulgação da Geologia	361

Capítulo V

Aplicação didática dos modelos análogos desenvolvidos	363
1. Metodologia de Ensino e de Aprendizagem implementada	366
2. Caracterização da investigação educacional	370
2.1. Validade e seleção dos casos	374
2.2. Papel da investigadora e desenho do estudo	375
3. Instrumentos de recolha de dados	376
3.1. O questionário	377
3.1.1. Elaboração do questionário	377
3.1.2. Validação do questionário por especialistas	379
3.1.3. Validação do questionário em estudos-piloto	380
3.1.4. Adaptações para aplicação do questionário ao caso B (modelo transcorrente)	381
3.2. O relatório orientado	382
4. Critérios de análise das respostas ao questionário	383
4.1. Conceitos estruturantes	384
4.2. Relação Modelo/Realidade	385
4.3. Resolução do(s) problema (s)	386
4.3.1. “Como se formou e deformou a ZSP?”	386
4.3.2. “Como se formou e deformou a bacia a Norte de Águeda?”	392
5. Descrição da investigação educacional	397
5.1. O estudo prévio no CCV de Estremoz	397
5.2. Os casos A1 e A2: Ambiente Convergente	398
5.2.1. Caracterização dos participantes nos casos	399
5.2.2. Implementação do estudo	400
5.2.3. Análise de dados e interpretação de resultados	403
5.2.3.1. Relatório das professoras e notas da investigadora	403
5.2.3.2. Respostas ao questionário	409
5.2.3.2.1. Domínio de conceitos estruturantes	410
5.2.3.2.2. Relação Modelo/Realidade	422
5.2.3.2.2.1. Relações espaço-temporal e reológica – questões 4D	423

5.2.3.2.2.2. Semelhanças e diferenças entre modelo e fenómeno simulado	425
5.2.3.2.2.3. Grau de perceção da compreensão do fenómeno real a partir do modelo.....	427
5.2.3.2.3. Resolução do problema “Como se formou a Zona Sul Portuguesa”?	428
5.2.4. Considerações.....	432
5.3. Caso B: Ambiente Transcorrente.....	437
5.3.1. Caracterização dos participantes no caso B.....	437
5.3.2. Implementação do estudo	438
5.3.3. Análise de dados e interpretação de resultados	441
5.3.3.1. Relatório da professora e notas da investigadora	441
5.3.3.2. Respostas ao questionário.....	443
5.3.3.2.1. Domínio de conceitos estruturantes	443
5.3.3.2.2. Relação Modelo/Realidade	449
5.3.3.2.3. Resolução do problema “Como se formou a bacia a Norte de Águeda?”	452
5.3.4. Considerações: Caso B	454
5.4. Discussão do cruzamento de dados dos três casos	458
6. Conclusões	464
7. Sugestões	469
Conclusões gerais	473
Glossário	479
Bibliografia	489
Anexos	521
Anexo I - Ensaios de corte - areias LGE e TTK: Gráficos tensão cisalhante/tensão normal	523
Anexo II - Documentos de apoio à resolução do problema A: ambiente convergente	529
Anexo III - Documentos de apoio à resolução do problema B: ambiente transcorrente	547
Anexo IV - Documentos de recolha de dados (1), Questionário: ambiente convergente	571
Anexo V - Documentos de recolha de dados (2), Questionário: versão pré-validação	595
Anexo VI - Documentos de recolha de dados (3), Questionário: ambiente transcorrente.....	613
Anexo VII - Documentos de recolha de dados (4), Relatório orientado.....	627
Anexo VIII - Artigo publicado na Revista “Educação & Matemática”	631
Anexo IX - Vês de Gowin e Mapas de Conceitos para planificação didática	641

Índice de figuras

Página

Fig. 1. Movimentos de massa na Costa Vicentina. É possível prevêê-los e evitar maiores riscos em zonas populacionais.	14
Fig. 2. Mapa geológico de Portugal: síntese a partir de dados obtidos nas diversas áreas geocientíficas (Geologia Estrutural, Paleontologia, Estratigrafia, Geofísica, Geoquímica). Adaptado do mapa geológico de Portugal escala 1: 1 000 000 (LNEG-LGM, 2010).	15
Fig. 3. Atividade experimental realizada num Clube de Ciências – simulação da formação de pegadas de dinossáurio (fotos gentilmente cedidas por H. Moita de Deus).	22
Fig. 4. “Festa Darwin” (2009) na FCG: workshop “Como se faz uma montanha” (Foto gentilmente cedida por C. Marques da Silva).	23
Fig. 5. Geologia no Verão. A- Cartaz publicitário do Ciência Viva no Verão (2012) revelando as características do programa e as várias disciplinas envolvidas. B- Atividade de Geologia no Verão por elementos do LabGExp/Centro de Geologia- Erosão eólica, Guincho (Julho 2012). C- Atividade de Geologia no Verão por elementos do LabGExp/Centro de Geologia com recurso à modelação análoga- Instalação do maciço ígneo de Sintra- Praia Grande (Julho 2012).	25
Fig. 6. Os seis conceitos estruturantes (Espaço, Tempo, Dinâmica, Evolução, Ciclicidade e Complementaridade) que deveriam constituir a coluna dorsal de um currículo de Geologia centrado nos fenómenos e processos geológicos.	33
Fig. 7. Corte geológico - o tracejado corresponde ao que será sido erodido e reinterpretado pelo(s) geólogo(s). Ribeiro <i>et al.</i> (1987).	35
Fig. 8. Para além das medições que efetuam, os geólogos observam os afloramentos de diversos ângulos para, neste caso (Praia do Castelejo, Costa Vicentina) reconstituírem a 3D o objeto e movimentos associados.	36
Fig. 9. Ação de formação de professores sobre atividades experimentais em Geologia (2005-FCUL): os professores queixam-se da falta deste tipo de ações (Deus <i>et al.</i> , 2006).	38
Fig.10. Analogia simples entre a constituição interna do ovo da galinha (A) e a constituição interna da Terra (B), que já é, em si, um modelo (químico, neste caso). O que é similar entre os dois é apenas a dimensão relativa entre as zonas do ovo e as geosferas terrestres-crosta, manto (superior e inferior diferenciados pela cor) e núcleo. Se não for tornado claro o que se está a comparar, a analogia pode levar à construção de conceções erradas.	41
Fig.11. Modelos físicos estáticos. A- Modelo da estrutura cristalina - Escola Sec. D. Dinis. B- Modelo que relaciona relevo, erosão e tectónica - Esc. Sec. de Bocage. C- Modelo tectónico para “simular” a formação de falhas associadas a dobras - Esc. Sec. Dr. Júlio Martins.	47
Fig. 12. Os modelos análogos congregam diversas metodologias da Ciência e particularmente da Geologia. Traduzido e adaptado de Bolacha <i>et al.</i> (2012).	50
Fig. 13. Modelo paleogeográfico interpretativo (370-390 Ma) que evidencia as estruturas existentes na zona Sul do atual território português, relacionando-as com o movimento convergente de placas hipoteticamente ocorrido, que terá provocado o fecho do Oceano Rheic, com consequente colisão entre o continente Avalónia e o Terreno Ibérico; aqui representado, na sua zona mais externa, pelo prisma acrecionário do Pulo do Lobo (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 2007).	52
Fig. 14. A forma original das estruturas (monte de Tore e maciços de Sintra, Sines e Monchique) seria circular. O impacto do meteorito ocorrido há ≈91 Ma, terá concorrido para a fratura da litosfera ao longo da qual se instalaram, por diapiatismo magmático, os maciços de Sintra, Sines e Monchique, entre os 82 e os 72 Ma (Ribeiro, 2002).	53
Fig. 15. Estrutura adotada para o Vê de Gowin. As setas significam a interação que deve acontecer, ao longo da investigação, entre as duas componentes do trabalho experimental através da questão central.	62
Fig. 16. Tipos de geossinclinal: A) de margem continental estável; B) de margem continental instável; C) intracontinental; D) de arco insular; E) de oceano embrionário; F) de oceano residual (Galopim de Carvalho, 1977, p. 360).	65

Fig. 17. Modelo de Hess (1962) sugerindo que a transferência convectiva do calor mantélico seria a causa para a deriva continental (retirado de Oreskes, 1999).	68
Fig. 18. Teorema de Euler- o movimento de um continente ou de uma placa pode ser descrito por um ângulo com o polo de rotação. Adaptado de Kearey et al. (2009).	69
Fig. 19. Análogos modernos utilizados por Wilson para os 6 estádios do ciclo que tomaria o seu nome (adaptado de Wikipedia- http://en.wikipedia.org/wiki/File:Wilson-stages_hg.png).	70
Fig. 20. Harry Hess explicando o modelo da expansão dos fundos oceânicos	71
Fig. 21. Experiência de convecção – imagem copiada de Galopim de Carvalho, 1977.	74
Fig. 22. Um dos estádios da experiência de Zhong e Zhang (2005) para testar a influência de uma fronteira superior num fluido em aquecimento num recipiente de vidro.	74
Fig. 23. Algumas das forças que podem ser responsáveis pelo movimento das placas. Adaptado de Kearey <i>et al.</i> (2009).	76
Fig. 24. Experiência de modelação análoga – subducção e <i>slab pull</i> - Adaptado de Geomanips- http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/02_subduction/04_subduction_plaques/03_pedago/04a.htm#05 (31-08-2012). O relógio e a régua são instrumentos de medida do tempo e do espaço.	77
Fig. 25. Os ofiolitos são “retalhos” de crosta oceânica carreados e imbricados sobre crosta continental. Durante muito tempo foram considerados um mistério. Em Portugal, há vários casos, como por exemplo, o do maciço de Morais (Trás-Os-Montes). Retirado de Rodrigues <i>et al.</i> (2006).	78
Fig. 26. Ponta Ruiva (Costa Vicentina) – vestígios do final da orogenia varisca (Carbónico superior), a que se sobrepõem em descontinuidade, formações do Triásico, onde <i>se infere</i> uma fase precoce da abertura do Atlântico (evidenciada por falhas normais).	81
Fig. 27. Zonamento paleogeográfico do território português. <i>In</i> Carta Geológica de 1:1 000 000 (LNEG-LGM).	88
Fig. 28. O rifte da Etiópia (que se prolonga para Sul até Moçambique), o Rifte do Mar Vermelho e o Rifte do Golfo de Aden, formam um ponto triplo a partir da depressão de Afar no Nordeste de África. Adaptado de <i>Google earth</i> ®. ...	91
Fig. 29. Colunas basálticas com forma de prismas hexagonais e pentagonais (Cabeço de Montachique, Complexo Vulcânico de Lisboa). Neste caso, o arrefecimento do magma provocou a contração térmica levando à formação de fraturas que delimitam os prismas, pentagonais e hexagonais na maioria dos casos.	92
Fig. 30. Fraturação da Gondwana há 200 Ma (retirado de Sears, 2006). As fraturas separam poliedros com faces pentagonais e hexagonais. Os pontos triplos, segundo este autor, coincidem com grandes derrames lávicos.	92
Fig. 31. Estiramento (simétrico) da crosta continental provocado por diapirismo astenosférico (adaptado de Burg, 2011).	93
Fig. 32. Estiramento (assimétrico) a crosta continental provocado por forças extensivas (adaptado de Burg, 2011). .	93
Fig. 33. Relação entre o ângulo da placa em subducção (α) e o tipo de tensão produzida na placa superior (adaptado de Lallemand <i>et al.</i> , 2005).	95
Fig. 34. Subducção continental com consequente <i>colisão</i> continental (A) e subducção oceânica (B) (adaptado de Lallemand <i>et al.</i> , 2005).	96
Fig. 35. Sequência ofiolítica definida na Conferência de <i>Penrose</i> em 1972 (adaptado de Caron <i>et al.</i> , 2003).	97
Fig. 36. Tipos de obdução de acordo com a direção da subducção. A- Obdução sintética, B- Obdução antitética (adaptado de Ribeiro, 2002).	99
Fig. 37. Relação entre a transpressão e a transtração, com o desligamento e com a compressão e a extensão (adaptado de Fossen, 2010).	99
Fig. 38. Após a compressão (1), a cadeia de montanhas sofre: sobrelevação (2), extensão (2 e 3) e magmatismo associado (4) (adaptado de Caron <i>et al.</i> , 2003). Fg- força gravítica.	100

Fig. 39. Unidades morfotectónicas da Península Ibérica (Ribeiro, 2006). 1- Bacias cenozoicas, 2- Bacias mesocenoicas com inversão tectónica alpina, 3- Orógenos alpinos, 4- Maciço Ibérico.	101
Fig. 40. Classificação geotectónica do Oeste da Península Ibérica: Terrenos – unidades estruturais de 1ª ordem e Zonas – unidades estruturais de 2ª ordem (Dias, 2010).	104
Fig. 41. Bacias ocidentais mesocenoicas, delimitadas por falhas. FA- Falha de Aveiro, FN- Falha da Nazaré, FAr- Falha da Arrábida (adaptado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a).	104
Fig. 42. Situação paleogeográfica antes da colisão dos continentes paleozoicos que levou à formação da Pangea (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 2007). As suturas existentes nos diferentes continentes foram fundamentais para a reconstituição.	105
Fig. 43. Tabela cronostratigráfica do Neoproterozoico, simplificada e adaptada de ICS (2012) e Silva (2011a).	107
Fig. 44. Reconstituição paleogeográfica entre o final do Neoproterozoico e Paleozoico inferior, e relação entre os Oceanos Iapetus e Rheic (adaptado de Nance <i>et al.</i> , 2012). A- Avalónia, C- Carolínia.	107
Fig. 45. Localização da ZCPTFA (adaptado de Gomes <i>et al.</i> , 2007) e afloramentos do Proterozoico, possivelmente movimentados ao longo da falha.	108
Fig. 46. Rochas neoproterozoicas do CMFD: A - gnaiss biotítico; B - anfibolito; C - “metassedimento” dobrado.	109
Fig. 47. Tabela cronostratigráfica do Paleozoico inferior, simplificada e adaptada de ICS (2012) e Silva (2011a). A fase extensiva do ciclo de Wilson decorreu no Câmbrio e Ordovício.	110
Fig. 48. Reconstituição paleogeográfica no Câmbrio superior (~514 Ma, Câmbrio superior). Adaptado de http://www.scotese.com/newpage12.htm	110
Fig. 49. Quartzitos do Ordovício, praia da Apúlia, Norte de Portugal (ZCI). A- “crista” quartzítica, B- bilobite (rasto de Trilobite) no quartzito.	112
Fig. 50. Abertura do Rheic (A) e formação dos oceanos mais pequenos, <i>Paleotetis</i> (B) e <i>Beja – Acebuches</i> (C), à custa da subducção da litosfera do Rheic, respetivamente a NE e a SW da ZOM (coordenadas atuais), com consequente formação de bacias marginais que evoluíram para bacias oceânicas. ZCPTFA- Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 2007).	113
Fig. 51. Tabela cronostratigráfica do Paleozoico médio, simplificada e adaptada de ICS (2012) e Silva (2010). A fase principal, do ciclo de Wilson, relativa ao fecho de oceanos, decorreu do Silúrico ao Devónico.	114
Fig. 52. Reconstruções paleogeográficas em corte do final da obdução das SOI (A) e do final da obdução do COBA (B). Adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> (2010). PAPL- Prisma Acrecionário do Pulo do Lobo, COBA- Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, SOI- Sequências Ofiolíticas Internas, TF- Terreno de Finisterra ou Zona NW da ZOM, CFM- Complexo Filonítico de Moura; ZOM- Zona de Ossa Morena, ZCI- Zona Centro Ibérica.	117
Fig. 53. Reconstrução paleogeográfica entre os 390 e os 370 Ma (Devónico inferior-Devónico médio). Fechos do Rheic e do <i>Paleotetis</i> , obduções, curvatura da ZCPTFA. SOI – Sequências ofiolíticas internas, COBA- Complexo ofiolítico de Beja-Acebuches, TF – Terreno Finisterra (NW da Zona de Ossa Morena) [Adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 2007].	118
Fig. 54. Afloramento, perto de Albergaria-a-Velha, Xistos do Neoproterozoico, Carreamento de S. João de Ver, associado à movimentação da ZCPTFA.	118
Fig. 55. Reconstrução paleogeográfica do NW Ibérico antes do fecho dos oceanos Rheic e <i>Paleotetis</i> (limite Silúrico-Devónico) [Adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 2007].	119
Fig. 56. Reconstrução paleogeográfica da obdução no NW Ibérico, por fecho do <i>Paleotetis</i> desde o Devónico inferior-Devónico médio (figura de cima), até ao limite Devónico – Carbónico (figura de baixo) [Adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> 2007]. Os sinais – e + dentro de um círculo indicam uma falha de desligamento em que um bloco está a ser empurrado para lá (-) e o outro (+) está a ser empurrado no sentido de quem está a ler este texto. Neste caso trata-se da movimentação direita na ZCPTFA.	120
Fig. 57. Zonamento do Maciço de Morais e coluna estratigráfica interpretativa [adaptado de Pereira <i>et al.</i> , (2000; 2001; 2006) e simplificada por Rui Dias, como material de apoio ao Mestrado de Ciências da Terra e da Atmosfera da Universidade de Évora].	121

- Fig. 58.** Complexo Ofiolítico de Morais (“manto infracrustal”). A- Peridotito serpentizado em algumas zonas (zonas escuras - peridotito, zonas mais claras-serpentinito). B- Peridotito serpentizado bastante deformado..... **122**
- Fig. 59.** Complexo Ofiolítico de Morais (A e B estão junto à zona do carregamento sobre o CAI, unidade inferior; enquanto C, Diques em gabro, pertence à unidade superior). A- Xisto verde da unidade inferior; B- Anfibolito (escuro, em cima) e xisto verde (em baixo); C- *Flasergabro* do lado direito e filão de anfibolito (metabasalto) do lado esquerdo..... **123**
- Fig. 60.** Afloramentos do Complexo Alóctone Superior- Maciço de Morais. A- Micaxistos de Lagoa. B- Ocelos sigmoidais de feldspato no Ortognaisse..... **124**
- Fig. 61.** Vista do Vale do Rio Sabor e interpretação da paisagem sobre a sobreposição dos diversos terrenos que terão sofrido carregamento sobre a crosta continental da Ibéria (ZCI). A e B pertencem ao mesmo terreno. A- Crosta superior do terreno continental alóctone. B- Crosta inferior do terreno continental alóctone. C- Manto infracontinental (peridotito). D- Crosta oceânica (ofiolito). **124**
- Fig. 62.** Conglomerado (Carbónico) molássico apresentando clastos de diversas origens. Observa-se alguma deformação da matriz bem como dos clastos (orientação preferencial e fraturação) revelando que a diagénese terá sido sinorogénica..... **125**
- Fig. 63.** Tabela cronostratigráfica do final do Paleozoico, simplificada e adaptada de ICS (2012) e Silva (2011a). A fase final do fecho de oceanos do ciclo de Wilson, e o final da orogenia varisca decorreram do Carbónico ao Pérmico. **125**
- Fig. 64.** Reconstrução paleogeográfica da formação e deformação da ZSP por volta dos 300 Ma em que já ocorria a subducção continental da Avalónia (adaptado de Ribeiro *et al.*, 2007). SOI- Sequências ofiolíticas internas, COBA- Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches..... **126**
- Fig. 65.** Estruturas imbricadas para Sudoeste, deformando sequências sedimentares pelíticas e grauvacoides, afetadas por metamorfismo de muito baixo grau. A- Dobras com vergência para SW (Castelejo). B- Superfície do carregamento de C- Mouranitos (Dias & Basile, 2013) com sentido de transporte para SW (Castelejo)..... **127**
- Fig. 66.** Falhas tardivariscas principais: FR- Falha Penacova-Régua-Verin, FV- Falha de Manteigas-Vilariça-Bragança, FM- Falha de S. Teotónio-Messejana-Ávila) e grandes desligamentos direitos; FNP- Falha Norte-Pirenaica e FAG- Falha Açores-Gibraltar. FD- Falhas de desligamento, FI- Falhas inversas. FPT- Falha Porto-Tomar (adaptado de Ribeiro, 2002). **128**
- Fig. 67.** Reconstituição paleogeográfica entre o Devónico superior e o Pérmico, evolução do Rheic e acreção da Pangea (adaptado de Nance *et al.*, 2012). A- Avalónia, C-Carolína. **129**
- Fig. 68.** Início da fraturação da Pangea e da abertura do Atlântico com simultâneo fecho do Tétis..... **130**
- Fig. 69.** Modelo tridimensional do substrato paleozoico da Bacia Lusitânica, deformado pelas falhas normais (E-W) formadas (ou reativadas) durante a extensão mesozoica, e pela reativação das falhas de direção NE-SW (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1996b; Kullberg *et al.*, 2006a). FPTFA- Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo..... **131**
- Fig. 70.** Tabela cronostratigráfica do Mesozoico, simplificada e adaptada de ICS (2012) e Silva (2010). Durante o Mesozoico, deu-se a fragmentação da Pangea e a formação dos oceanos que hoje conhecemos. **132**
- Fig. 71.** Inconformidade (realce a ponteados) separando os arenitos vermelhos do Triásico dos depósitos de *flysch* (pelitos e grauvaques) do Carbónico superior. Vista para a Praia do Telheiro, Vila do Bispo. **133**
- Fig. 72.** Ilha da Ponta Ruiva, a Norte do Cabo de S. Vicente. Aspetos da base da sequência sedimentar local de arenitos vermelhos do Triásico. Base conglomerática à esquerda e falhas normais à direita. **134**
- Fig. 73.** Afloramento do princípio do Jurássico, zona do Vale Tifónico das Caldas da Rainha. A- Formação das *Margas de Dagorda* (em Salir do Porto): argilas e evaporitos com margas sobrepostas. B- Zona externa do Vale Tifónico das Caldas da Rainha, na Serra da Pescaria (flanco Oeste do anticlinal), denunciando a passagem de um ambiente continental semi-árido (“Margas de Dagorda”) para um ambiente de plataforma carbonatada (Calcários). **134**
- Fig. 74.** Vale Tifónico das Caldas da Rainha (Vista da Serra de Mangues). A- Zona interna do Vale, observando-se, ao centro, um domo básico, coberto por vegetação. B- Filão magmático da mesma idade ou posterior à formação das *Margas de Dagorda* (Salir do Porto). **135**

Fig. 75. Unidade argilo-evaporítica das Margas de Dagorda na região de Salir do Porto. A- Aspeto geral. B- Zona de cisalhamento associada ao processo de intrusão diapírico materializada por lenticulas, por vezes sigmoidais, de gesso.	137
Fig. 76. Duas das experiências, realizadas por Zbyszewski (1947), para averiguar a influência dos principais fatores que intervêm na formação de um vale tifónico como o das Caldas da Rainha. As outras testavam a influência da erosão, da geometria do soco, e da compressão (tangencial).	137
Fig. 77. Localização de diapiros e outras estruturas na Bacia Lusitânica (retirado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a). Dapiros: B- Bolhos; CR- Caldas da Rainha; L- Leiria; M- Matacães; MR- Monte Real; PM-RM- Porto de Mós-Rio Maior; PN- Pinha Novo; S- Soure; SC – Santa Cruz; SPM- São Pedro de Moel; V- Vimeiro. Outras estruturas: CSBV – cavalcamento da Serra da Boa Viagem; FTV- falha de Torres Vedras; Mt- <i>pop-up</i> de Montejunto; SeR – indentador de Serra d’El Rei.	138
Fig. 78. Fraturação da Pangea (soco paleozoico), correspondente ao 2º episódio de <i>rifting</i> e formação de bacias, com estruturação em grabens (domínio externo na figura) e hemigrabens (Bacia Lusitânica e Bacias dos Grandes Bancos). [Adaptado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a].	139
Fig. 79. Evolução das falhas de transferência para falhas transformantes, na passagem de <i>rifting</i> continental a alastramento da litosfera oceânica (adaptado de Pluijman, 2004).	140
Fig. 80. Trilho de pegadas de dinossaúros (saurópodes e terópodes, mais pequenas), no topo de uma camada do Jurássico superior (Serra da Pescaria, São Martinho do Porto). Em pormenor pegada de saurópode.	140
Fig. 81. Após uma primeira fase de abertura do Atlântico Central, o <i>rifting</i> alastrou à zona Norte da Pangea (antiga Laurásia), nas primeiras fases com a abertura de bacias, seguidas de formação de litosfera oceânica (Atlântico Norte) [Adaptado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a]. BL- Bacia Lusitânica; BA- Bacia Algarvia.	141
Fig. 82. Calcários recifais do Cretácico inferior, com algas, “biohermas” e rudistas – Guincho, Cascais.	142
Fig. 83. Reconstituição paleogeográfica de Terrinha <i>et al.</i> (2005). Ibéria antes da rotação em consequência da abertura do Golfo da Biscaia. As manchas cinzentas representam as áreas emersas, sendo os contornos os dos continentes atuais.	143
Fig. 84. Reconstituição paleogeográfica (retirado de Terrinha <i>et al.</i> , 2005). Ibéria durante a rotação, abertura do Neo-Tétis e fecho do Tétis. As manchas escuras representam as áreas emersas, sendo os contornos os dos continentes atuais.	144
Fig. 85. A instalação do maciço ígneo de Sintra (ao fundo), no final do Cretácico, provocou fraturação nas rochas encaixantes do Mesozoico, essencialmente de dois tipos (Kullberg & Kullberg, 2000): falhas perpendiculares e falhas paralelas à estratificação, nas quais se instalaram filões (subverticais e camada) do mesmo episódio ígneo (observáveis na figura). Guincho, Cascais.	144
Fig. 86. Tabela cronostratigráfica simplificada do Mesozoico, adaptada de ICS (2012) e Silva (2010). Durante o Cenozoico, deu-se a compressão da Península Ibérica, a Norte e a Sul.	145
Fig. 87. Principais cadeias alpinas da Ibéria. Cadeia cantábrico-pirenaica a Norte e Bética a Sul. A Cordilheira central resultou da reativação de falhas herdadas de orogenias anteriores. Adaptado de <i>Google earth</i> ®.	146
Fig. 88. Estilos tectónicos diferentes (adaptado de Ribeiro, 2002): assimétrico (A) e simétrico (B), decorrentes da inversão tectónica (cenozoica) posterior a uma primeira fase do ciclo de Wilson (alpino), de extensão (mesozoica). Nas zonas periféricas da cadeia (distantes das frentes orogénicas, Kullberg <i>et al.</i> , 2013), como na Arrábida, predomina o estilo assimétrico, enquanto nas zonas mais internas, como na Serra da Estrela, predomina o estilo simétrico, com a formação de <i>pop-up</i> (ao centro).	147
Fig. 89. Parte de mapa batimétrico da Planície abissal do Tejo e áreas envolventes (adaptado de Batista, 2009). A azul- zonas mais profundas, a vermelho- zonas menos profundas.	148
Fig. 90. Reconstituição paleogeográfica: Ibéria em compressão, a Norte e a Sul (adaptado de Terrinha <i>et al.</i> , 2005). As manchas escuras representam as áreas emersas, sendo os contornos os dos continentes atuais. ZFAG- Zona de Fratura Açores-Gibraltar, AG- Arco de Gibraltar, C.A.- Cadeia Alpina. P- Pirinéus.	149

Fig. 91. Estruturas e processos geológicos do Holocénico. A- Duna que avança sobre a vegetação (Guincho, Cascais). B- Lagoa costeira que sofre açoreamento (Salir do Porto, Nazaré).....	149
Fig. 92. Segunda experiência de James Hall para simular as dobras que observou no campo (Hall, 1815).....	158
Fig. 93. Experiências de Alphonse Favre. A-Mecanismo experimental por retração do caoutchouc previamente esticado (in http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/06_pionniers/02a.htm , acedido em 18/08/2013). B- Experiência de Favre evidenciando as formas de relevo resultantes da compressão basal provocada pelo encolher da borracha (in http://en.wikisource.org/wiki/Popular_Science_Monthly/Volume_14/February_1879/The_Formation_of_Mountains , acedido em 18/08/2013).....	159
Fig. 94. Experiência de Daubrée sobre a deformação dos fósseis. B - Molde de belemnite feito de gesso incrustado em chumbo. B' - Estádio final por compressão e estiramento ortogonal de todo o bloco.	160
Fig. 95. Experiências de Henry Cadell (1890). A- Formação de falhas imbricadas. B- Relação entre a formação de dobras e cavalgamentos. In http://www.see.leeds.ac.uk/structure/assyntgeology/bgsgallery/index.htm#cadell_gallery (acedido em 20/08/2013).	161
Fig. 96. Experiência de Bailey Willis sobre dobramentos (in http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/06_pionniers/07a.htm (acedido em 18/08/2013). Apenas a camada basal tem uma composição diferente para localizar a deformação. A sequência de imagens dá ênfase ao processo.....	162
Fig. 97. Aparato experimental utilizado por P. Kuenen (1937), para simular as correntes de turbidez (adaptado de http://gomyclass.com/geology10/files/lecture6/html/web_data/file70contents.htm , acedido em 18/08/2013). O reservatório serve para recolha dos materiais (água e sedimentos) da experiência.	165
Fig. 98. Mecanismo de cisalhamento simples (A e B), utilizado por Riedel e na atualidade (Atmaoui, 2006). Os princípios básicos do atual (B) são os mesmos que Cloos e Riedel terão estabelecido no início do século XX. R- fraturas de Riedel. a) Antes da movimentação; b) pós-movimentação.	166
Fig. 99. A- As três hipóteses (a, b e c) colocadas por Hans Cloos, para tentar explicar a formação do Vale do Reno. Imagem de Cloos (1954).B- Modelo de graben de Hans Cloos exposto no Geographisches Institut der HU Berlin (imagem retirada de http://www.universitaetssammlungen.de/modell/1315#galerie)..	168
Fig. 100. Modelo conceptual do <i>tectogene</i> (Harry Hess, 1933/1938).	169
Fig. 101. Modelos experimentais de Kuenen, 1936. [retirado de Oreskes, 1999]. Dependendo da viscosidade ou da taxa de compressão acontecia sobreposição relativa de partes da crosta (A), ou simétricos e assimétricos enrolamentos da crosta para o interior do manto (B).	169
Fig. 102. Modelo experimental de Griggs (1939) para simular as correntes de convecção de Holmes.	170
Fig. 103. Modelos da convecção mantélica por Arthur Holmes. A- 1929 (publicada em 1965); B- 1944 (Retirado de Oldroyd, 2011).	171
Fig. 104. Experiências de deformação não rotacional (Cloos, 1955). A- Argila em cima de pano extensível. B- Fraturas de cisalhamento. Destaca-se a elipse deformada. Ernst Cloos (1955) já utilizava técnicas de impressão (círculos) para determinação da quantidade e direção da deformação (p. 243).	173
Fig. 105. Modelo de Hubbert (1951). A- As tensões máximas σ_1 e mínima σ_3 assumem direções diferentes nos dois compartimentos. No compartimento da esquerda, a areia é sujeita a distensão enquanto no da direita, a compressão (adaptado de Hubbert, 1951). B- Réplica do modelo de Hubbert (1951), com areia branca e vermelha. Situação final depois da movimentação da placa central, da esquerda para a direita (propriedade do CCV de Estremoz).	174
Fig. 106. Boudins na Costa Alentejana (Almograve). A camada de grauvaque apresenta fraturas preenchidas por quartzo entre os boudins.....	175

Fig. 107. Experiências de boudinagem e <i>pinch-and-swell</i> de Ramberg. A- Esquemas de Ramberg (1955) que representam as duas últimas etapas do processo de formação de <i>boudins</i> . A camada a preto tem um comportamento mais frágil. A fluência plástica nas camadas mais dúcteis, resultante da tensão compressiva está representada pelas linhas perpendiculares ou quase-perpendiculares à estratificação. B- Alguns dos resultados obtidos por Ramberg (1955). ..	176
Fig. 108. Modelo de diapiro obtido numa centrífugadora, com materiais com diferentes viscosidades: “pasta de pintor” em camadas de cores diferentes que foram rompidas e deformadas por uma “argila de moldar” (Ramberg, 1967, p. 92).	177
Fig. 109. Modelo de subducção de Jacoby (1976) utilizando parafina (A). Interação entre a camada pelicular e a “convecção forçada” (B).	179
Fig. 110. Modelo de subducção de Shemenda (1992). 1-banho-maria; 2- “litosfera”; 3- aquecimentos ; 4- piston cujo movimento provoca compressão lateral; “astenosfera”.	179
Fig. 111. Corte longitudinal da zona externa dos Apalaches (retirado de Davis <i>et al.</i> , 1983)..	181
Fig. 112. Forma crítica característica do prisma nas cinturas orogénicas (retirado de Merle, 1998). R_0 é o comprimento da frente de forma triangular, sem deformação interna e, cuja inclinação da superfície está próxima da horizontal. .	181
Fig. 113. Modelo de Davis <i>et al.</i> (1983). A areia é colocada em cima da folha de <i>Mylar</i> . Esta é puxada por enrolamento na bobine, provocando a deformação da areia contra a parede rígida. A inclinação β da base em que assenta o acetato é ajustável. α varia com a deformação.	182
Fig. 114. Experiência de colisão continental (Tapponnier <i>et al.</i> , 1982) com o limite “Este” não confinado. In http://www.geo.arizona.edu/~ozacar/mod-els~1.htm (acedido em 14/06/2013)..	184
Fig. 115. Experiência de Tapponnier <i>et al.</i> (1982), à direita (de A para C) sobre a colisão Índia-Eurásia, à esquerda. São evidentes as falhas de desligamento (movimentação representada por hemi-setas) e algumas zonas de extensão (movimentação representada por setas divergentes) decorrentes da colisão (adaptado de Caron <i>et al.</i> , 2003).	184
Fig. 116. Principais comportamentos dos materiais rochosos em resposta às tensões aplicadas.	191
Fig. 117 O gráfico reúne dois critérios de fraturação: para a tração (Griffith) e para a compressão (Navier-Coulomb). C_0 - resistência coesiva, T_0 - resistência trativa, μ - coeficiente de atrito, ϕ - ângulo de atrito interno, σ_n - tensão normal, σ_1 e σ_3 - tensões principais, 2α - ângulo entre falhas conjugadas (adaptado de Burov, 2011).	192
Fig. 118. Deslizamento ao longo de um plano de falha ou reativação de uma falha preexistente, tendo em conta a inexistência de atrito no plano de falha. (adaptado de Price e Cosgrove, 2005). F_t - Força tangencial, F_n - Força normal, M - força de massa (peso), ϕ - ângulo de atrito do material rochoso. A relação entre as forças F_t e F_n é uma constante μ e depende de ϕ , pois: $\mu = (F_t/F_n) = (F \sin \phi / F \cos \phi) = \tan \phi$, sendo F , a força gerada por M , e decomposta nas duas componentes: tangencial, F_t e normal, F_n	193
Fig. 119. Exemplo de perfil reológico da litosfera para regimes tectónicos de extensão e de compressão (adaptado de Burg, 2011d).	195
Fig. 120. Fotos das areias brancas à lupa binocular (ampliação=30x). A- LGE01; B- TKK01.	202
Fig. 121. Areias coloridas à lupa binocular ampliadas 30x. A- TKK03 - o pigmento parece ter sido absorvido; B-TKK02 - o pigmento parece ter-se depositado na superfície dos grãos; C- LGE03 - o pigmento parece, nuns grãos ter-se depositado apenas à superfície, enquanto noutros terá sido absorvido, dando maior coloração ao grão..	202
Fig. 122. Distribuição granulométrica das areias LGE e TKK, respetivamente no gráfico à esquerda e no gráfico à direita.	203
Fig. 123. Densidades globais dos dois lotes de areias (LGE e TKK).	204
Fig. 124. Máquina para ensaios de corte do Laboratório de Geotecnia (GeoFCUL). ..	205
Fig. 125. Reta obtida através de três ensaios de corte, para três valores de tensão normal (amostra LGE01). C_0 - Tensão coesiva, ϕ - Ângulo de atrito interno, R^2 - Coeficiente de regressão linear.	205

Fig. 126. Os três principais tipos de forças aplicadas (na superfície de um corpo) em Geologia. A- Compressivas, B- Extensivas; C- Desligantes. (adaptado de Burg, 2012).	208
Fig. 127. Bloco diagrama a 3D baseado na reflexão sísmica do prisma acrecionário do Nankai, situado na plataforma sudeste do Japão (segundo Moore <i>et al.</i> , 2007), e associado à zona de subducção. http://clasticdetritus.com/2008/11/14/subduction-denialism-part-2-subduction-zones-trenches-and-accretionary-complexes/	209
Fig. 128. Evolução simplificada e esquemática de um prisma acrecionário, na realidade ou simulado por indentação ou subducção. Se as condições se modificarem, a evolução será feita de acordo com novas variáveis como comprimento, espessura, atrito basal. A erosão com consequente sedimentação farão variar, em simultâneo, a espessura e o comprimento do prisma. Continuada a tensão compressiva, levará à reativação de falhas e à formação de novos cavalgamentos.	211
Fig. 129. Modelo compressivo de indentação simples, de reduzida dimensão (adaptado de Pichot & Nalpas, 2009).	212
Fig. 130. Esquema adaptado do equipamento compressivo de MacClay <i>et al.</i> (2004), em corte (a) e em planta (b). Produz prismas bivergentes e associa subducção a um indentador constituído pelos mesmos materiais que a multicamada que sofre compressão.	212
Fig. 131. Equipamento utilizado por Graveleau (2008) que tem por base uma mesa de deformação com 2.60x1.4m. O modelo é do tipo “subducção”, em que o prisma acrecionário é deformado contra uma parede. Associado ao processo de deformação, está um mecanismo de erosão progressiva que acompanha o “processo geodinâmico interno”.	213
Fig. 132. Os modelos sem erosão permitem o estudo do ângulo crítico do prisma em função do atrito basal. O atrito basal (alto em A e baixo em B), influenciado pela existência de materiais menos (A) ou mais (B) dúcteis como xistos e evaporitos, é um dos principais fatores que determina a forma do prisma (adaptados de Malavieille, 2010).	214
Fig. 133. Esquema vulgar de um desligamento direito: cada uma das pessoas representadas vê a outra a deslocar-se para o seu lado direito. F- Falha.	215
Fig. 134. Modelo tridimensional utilizado por Riedel em cima. Em baixo, relação entre falhas de desligamento (AA' e BB'), produzidas pela movimentação dos dois blocos de madeira, e as fraturas R e R' (adaptado de Price & Cosgrove, 2005).	216
Fig. 135. Formação de bacia de pull-apart, em cima, por movimento direito em segmentos de falha de desligamento, desviados em grau, com extensão associada. Formação de push-up, em baixo, com movimento direito em segmentos de falha de desligamento, com compressão associada (adaptado de McClay & Bonora, 2001).	216
Fig. 136. À medida que a bacia vai evoluindo, toma a forma de um Z ou de um S “preguiçoso” porque os seus extremos vão-se alongando, tornando-se mais sigmoidal e alongada.	217
Fig. 137. Modelo geométrico das bacias de pull-apart. l- comprimento, w-largura e α -ângulo agudo (Retirado de Gürbüz, 2010).	218
Fig. 138. Histograma de frequência de valores do ângulo agudo das bacias de pull-apart (adaptado de Basile e Brun, 1999).	218
Fig. 139. Equipamento utilizado por Bonora e McClay (2001) para simular <i>pop-ups</i> . Dois motores empurram cada uma das placas em sentidos opostos.	220
Fig. 140. Formação de bacias de pull-apart pelo mecanismo de cisalhamento de Riedel, modelo 3. 1- Iniciação e coalescência da primeira geração de falhas Riedel, 2- Formação de desligamento e roturas nas falhas Riedel, 3- Desenvolvimento das falhas Y, paralelas à ZDP e formação das bacias de pull-apart ao longo das falhas Riedel (adaptado de Atmaoui <i>et al.</i> , 2006).	220
Fig. 141. Tipo de modelo mais utilizado para simular bacias de pull-apart. d - distância entre os segmentos da falha (adaptado de Sims <i>et al.</i> , 1999).	221
Fig. 142. Exemplo de fraturação continental estreita, no Vale do Reno, Alemanha (adaptado de Michon e Merle, 2003).	222

Fig. 143. Exemplo de zona continental extensiva alargada (e.g. <i>Basin and Range</i> , EUA). [Adaptado de Tirel <i>et al.</i> , 2006].	223
Fig. 144. Falha lítrica. O bloco acima do plano de falha (teto) sofre escorregamento para além de colapsar sob o seu próprio peso, formando-se uma estrutura encurvada- <i>roll-over anticline</i> . No espaço formado há sedimentação (adaptado de Withjack e Schlische, 2006).	223
Fig. 145. Modelos extensivos para estudo de formação e desenvolvimento de estruturas extensivas, principalmente falhas normais e outras a elas associadas (adaptado de Withjack e Schlische, 2006).	224
Fig. 146. Equipamento para provocar a extensão da argila húmida disposta numa camada horizontal e estudar a influência da forma da falha e da distribuição do deslocamento na deformação do bloco a teto da falha (adaptado de Withjack <i>et al.</i> , 1995).	225
Fig. 147. Blocos rígidos indutores da forma da falha principal- Modelos de Yamada & McClay, 2003a; 2003b.	225
Fig. 148. Modelos extensivos de zonas estreitas (A) e alargadas (B) de fraturação continental. A- Influência da sucessão de movimentos, ortogonal primeiro seguido de oblíquo, ou vice-versa. A multicamada de silicone e areia simula o perfil reológico da crosta (adaptado de Bonini <i>et al.</i> , 1997). B- Influência de estruturas preexistentes, neste caso, anomalias, no processo de fraturação continental. A anomalia é simulada por um tipo de silicone (<i>silicone putty</i> na figura) com valores de densidade e de viscosidade menores do que aquele que simula a crosta inferior (adaptado de Tirel <i>et al.</i> , 2006).	226
Fig. 149. À mesma escala consegue-se facilmente detetar em como diferem a estrutura do Rifte Leste-Africano (zona estreita) das do <i>Basin and Range</i> , situado no continente norte-americano. A-O Rifte Leste-Africano, a esta escala, é uma linha sinuosa que atravessa vários países africanos desde Djibouti, a Norte, passando pela Etiópia, Quênia, Tanzânia, Malawi e terminando no Norte de Moçambique. B- A <i>Basin and Range</i> é uma zona bastante larga que abrange, em área, vários Estados federais dos EUA, como a Califórnia, Nevada, Utah e Oregon, de Sul para Norte. Várias bacias se dispersam separadas por relevos positivos (Imagens adaptadas do <i>Google earth</i> ®, orientadas N-S).	227
Fig. 150. Medição do ângulo de atrito interno (α) de forma expedita. Despeja-se a areia numa superfície lisa e mede-se o ângulo que a estrutura (em forma de cone) faz com a horizontal.	229
Fig. 151. Teste à viscosidade de quatro substâncias passadas cerca de três horas. Da esquerda para a direita: plasticina, silicone que <i>faz barulhos quando apertado</i> , silicone tipo <i>pegamonstro</i> com características de gelatina, silicone putty utilizado na investigação. A plasticina é o único material que parece não ter sofrido deformação, não se comportando como um fluido.	230
Fig. 152. Atividade “Vulcões e diques” utilizando gelatina (modelo de vulcão) em que se injetam natas por baixo. A injeção provoca a formação de falhas que, em simultâneo, são ocupadas pelas natas. (Retirado de: http://www.earthlearningidea.com/English/Earth_Energy.html , acedido em 12/12/12).	230
Fig. 153. Experiência de Hubbert. A - Inclinação das falhas normais, β - Inclinação das falhas inversas. É visível o espessamento no compartimento direito (adaptado de Hubbert, 1951).	233
Fig. 154. Enquadramento geográfico, geológico e estratigráfico da Zona Sul Portuguesa (adaptado de Onézime <i>et al.</i> (2003) que, por sua vez adaptou de Oliveira <i>et al.</i> (1990). A amarelo está destacado o setor SW.	240
Fig. 155. GFBA - Sequência de turbiditos- bancadas menos espessas de grauvaques, alternadas com sequências de interturbiditos- bancadas mais espessas de pelitos, onde são visíveis os planos de xistosidade.	242
Fig. 156. Corte da ZSP, a partir dos cortes das folhas 7 e 8, da Carta Geológica de Portugal 1: 200 000 (Oliveira, 1984; Oliveira, 1992) [Adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 2007].	
Fig. 157. <i>Grooves marks</i> (sulcos). A- Lapa das Pombas (Almograve). B- Processo de formação dos sulcos (adaptado de Reineck e Singh, 1980).	249
Fig. 158. Localização geográfica das praias de Almograve, Castelejo e Ponta Ruiva, de Norte para Sul (imagem adaptada do <i>Google earth</i> ®).	251
Fig. 159. Praia de Almograve - Fendas de tração preenchidas por quartzo em grauvaques (Formação do Mira) e esquema interpretativo no centro (adaptado de Dias & Basile, 2013).	252

Fig. 160. Praia de Almogrove - Boudins formados nas camadas mais frágeis, grauvaques, cujas fraturas são frequentemente preenchidas por quartzo, devido aos fluidos em circulação.	253
Fig. 161. Foz dos Ouriços (Praia de Almogrove). Dobras simétricas apertadas. A deformação heterogênea é visível, apenas os níveis de grauvaques sofrem fraturação.....	253
Fig. 162. Praia de Almogrove. Falhas de desligamento (tardivariscas) esquerdas, definindo corredores de cisalhamento com orientação NNE-SSW (A e A1, retirado de Dias e Basile, 2013) que terão levado à rotação de dobras, desenhando enes (Ns) que se observam na maré vazia (B).	253
Fig. 163. Praia de Almogrove. Dobras assimétricas em pelitos (A) e em grauvaques (B), vergentes para SW. Em B é evidente o espessamento da charneira da dobra no nível pelítico (<i>i.e.</i> dobramento similar). Devido ao comportamento dúctil, esse nível acomoda-se ao espaço existente, tornando-se mais espesso junto à charneira, e mais fino nos flancos.	254
Fig. 164. Praia da Ponta Ruiva. Dobras tombadas em sequências grauvacoides.	254
Fig. 165. Praia do Castelejo (Mouranitos). Dobras deitadas e redobradas em sequências pelito-grauvacoides.	254
Fig. 166. Cavalgamento de Mouranitos: A- truncatura das camadas inferiores pelo cavalgamento que é subparalelo às camadas da sequência superior. Notam-se veios de quartzo e grauvaque fraturado na sequência truncada;B- estrias de movimento.	255
Fig. 167. Cavalgamento de Mouranitos: A- clivagem penetrativa; B- dobras em <i>chevron</i> acima da superfície do cavalgamento, marcada a tracejado.	256
Fig. 168. Carreamento de Mouranitos: à direita pormenor da grande deformação que pode estar ou não associada à zona frontal do carreamento. O trajetado preto representa o plano do carreamento.	256
Fig. 169. Localização (retângulo amarelo) do prisma do Nankai. As linhas a preto representam limites de placas convergentes.....	258
Fig. 170. Diques de areia no seio de pelitos indicando que os níveis de areia teriam sofrido movimentação por fluxo (Ponta Ruiva-Costa Vicentina).	261
Fig. 171. Retrodeformação do corte geológico 1: 200 000 nos setores internos a NE do cavalgamento de Neves-Corvo, utilizando o limite entre o VS e a Formação de Mértola como superfície de referência. A-Situação atual (adaptado de Oliveira, 1992; Ribeiro <i>et al.</i> , 2007). D -Situação sem deformação por cavalgamentos.....	263
Fig. 172. Retrodeformação do corte geológico 1: 200 000 a Norte do Cavalgamento de Odemira, utilizando o limite entre as unidades do VS e da Formação de Mértola. A- Situação atual (adaptada de Oliveira, 1984; 1992; Ribeiro <i>et al.</i> , 2007). B- Situação sem deformação por cavalgamentos.	264
Fig. 173. Retrodeformação do corte geológico 1:200 000, na zona de Aljezur-Carrapateira utilizando o limite entre as unidades do setor SW e da Formação da Brejeira/Mira (adaptado de Oliveira, Ribeiro <i>et al.</i> , 1987).	265
Fig. 174. Retrodeformação do corte geológico 1: 50 000 da região de Mértola, no setor interno NE. A- Situação atual (adaptado de Oliveira e Silva, 2007). B- Situação sem deformação por cavalgamentos tardios.	265
Fig. 175. Retrodeformação do corte geológico 1:50 000 da região da Carrapateira no setor externo SW. A-Situação atual (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1987); B- Marcadores e estimativa da deformação.	266
Fig. 176. Equipamento utilizado nas experiências preliminares no LabGExp (Centro de Geologia - GeoFCUL).....	270
Fig. 177. 2,3% (de encurtamento).....	274
Fig. 178. 3,8% (de encurtamento).Tal como na figura acima as setas indicam o sentido de movimentação dos cavalgamentos.	274
Fig. 179. 30,8% (de encurtamento). No círculo observa-se espessamento da charneira da dobra e contacto de camadas antes estratigraficamente separadas (<i>e.g.</i> nível branco sobre o cinzento).	274
Fig. 180. 41,2% (de encurtamento). A elipse mais a Norte representa rutura da camada superficial, enquanto a elipse mais a Sul evidencia uma situação de rutura com colapso gravítico.....	275

Fig. 181. Aspeto final do prisma acrecionário ($\approx 55\%$). N- Norte, S- Sul. A partir dos cerca de 55% o encurtamento deu-se por terminado. A resistência interna do prisma foi aumentando e a fricção basal torna-se insuficiente para continuar o encurtamento por tração do acetato.	275
Fig. 182. 9,6% (de encurtamento). Início da deformação com a formação de cavalgamentos vergentes para Sul.	276
Fig. 183. 18,5% (de encurtamento). A deformação progride para Sul através de cavalgamentos, mas o prisma vai espessando à custa também de alguns retrocavalgamentos.	276
Fig. 184. 27,7% (de encurtamento). A movimentação dos cavalgamentos formados continua.	276
Fig. 185. 51,5% (de encurtamento). Laminação de camadas mais frágeis com consequente contacto entre pós por planos de falhas (cavalgamentos). Observa-se a Norte, a deformação do flanco longo (normal) do dobramento principal.	277
Fig. 186. 9,2% (de encurtamento). Os cavalgamentos formados apresentam expressão à superfície.	277
Fig. 187. Ocorre um segundo impulso de deformação (estrutura dentro da elipse) em alguns dos dobramentos formados no primeiro encurtamento. Um novo cavalgamento frontal é gerado enquanto novos retrocavalgamentos são formados a partir da mesma camada em que ele se gerou.	278
Fig. 188. 21,9% (de encurtamento). Formação de mais dois novos cavalgamentos frontais e redobramento do anterior.	278
Fig. 189. 38,5% (de encurtamento) - O padrão estrutural repercute-se ao longo do prisma através de cavalgamentos vergentes para Sul e alguns menos significativos para Norte. Os redobramentos vão também acontecendo, sempre depois da formação de um novo cavalgamento.	279
Fig. 190. 53,8% (de encurtamento). Após erosão alguns cavalgamentos, como o da figura, são reativados, produzindo um grande deslocamento.	279
Fig. 191. 61% (de encurtamento). Cavalgamentos cuja movimentação é responsável pelos últimos incrementos na deformação do prisma. O seu ângulo de inclinação diminui também ligeiramente.	279
Fig. 192. Aspeto final de toda a extensão do prisma. A superfície assemelha-se ao aspeto de uma carta geológica com padrões diversos consoante o tipo e idade das litologias.	280
Fig. 193. Experiência da interferência do prisma acrecionário (a azul e branco) com um relevo submarino (a rosa e branco) realizada no LabGExp. Primeiro incremento provocando deformação junto à cunha na multicamada que simula a zona externa da ZSP.	283
Fig. 194. Simulação (no LabGExp) do cavalgamento do relevo submarino pela mais externa formação do GFBA e formação de retrocavalgamentos à medida que se dá o encurtamento do prisma acrecionário (sequência das fotos de cima para baixo). S-Sul; N- Norte.	284
Fig. 195. Procedimentos efetuados para a modelação da ZSP na segunda experiência. A- Sedimentação da unidade A; B- Deformação da unidade A, correspondentes aos primeiros eventos da fase de deformação D_2 ; C- Erosão da unidade A e sedimentação da unidade B; D- Deformação das unidades A e B; E- Sedimentação da unidade C; F- Deformação de todas as unidades, correspondente aos últimos eventos da fase de deformação D_2	285
Fig. 196. Primeira experiência. Momento zero.	288
Fig. 197. Confronto entre as duas unidades (B e C) aos 35 cm de acetato puxado.	289
Fig. 198. Estado da deformação aos 40 cm de folha basal tracionada. A deformação faz-se no contacto entre as unidades B e C.	289
Fig. 199. Estado da deformação aos 50 cm de folha basal tracionada. A deformação da unidade B é retomada na zona em que tinha sido travada. O cavalgamento aumenta e horizontaliza-se.	290
Fig. 200. Gráfico da variação do número de falhas com o deslocamento do acetato (cm).	290
Fig. 201. Multicamada (150x3cm) que simula a Faixa Piritosa. Momento zero da experiência.	293
Fig. 202. Final do primeiro episódio de deformação da unidade A (2º tempo).	294

Fig. 203. Simulações da erosão (A) da unidade A e da sedimentação (B) da unidade B.	294
Fig. 204. Final do 2º tempo. A unidade A encontra-se parcialmente deformada e erodida. Foi depositada a unidade B (a amarelo e azul).	294
Fig. 205. Final do 3º tempo. Toda a unidade A está deformada e inicia-se a deformação da unidade B. Entretanto foi depositada a unidade C. N- Norte; S- Sul.	295
Fig. 206. Início da deformação. Cavalgamentos a ponteados, retrocavalgamentos a traço, ponto, traço.	295
Fig. 207. Segundo tempo: rotação dos primeiros cavalgamentos formados, formação de um dobramento em caixa com um retrocavalmento e um cavalgamento.	295
Fig. 208. Esquema de progressão dos cavalgamentos e retrocavalgamentos.	296
Fig. 209. Aspeto do prisma formado no final do segundo tempo : 26 cm de encurtamento, inclinação da superfície do prisma- 3,9º.	296
Fig. 210. Final do segundo tempo, após erosão da unidade A e sedimentação da unidade B.	296
Fig. 211. Início do 3º tempo: continuação da deformação da unidade A. 1- último cavalgamento formado no 2º tempo; 2- 1º retrocavalgimento, que vai entroncar 1; 3- 1º cavalgamento.	297
Fig. 212. Final do terceiro tempo. Os cavalgamentos na zona mais externa do prisma tornam-se mais horizontalizados. Volta a verificar-se algum deslizamento de grãos de areia.	297
Fig. 213. Início da deformação da unidade B (a azul e amarelo). Retoma do mesmo padrão estrutural com a formação de um dobramento em caixa ligeiramente assimétrica o que origina uma vergência para Sul.	297
Fig. 214. Momento de contacto entre a unidade B e a unidade C. As elipses que envolvem as unidades A e B, evidenciam um padrão estrutural semelhante entre essas unidades até ao instante reportado.	298
Fig. 215. Situação aos 105 cm de folha basal puxada, em que toda a deformação passa a concentrar-se na zona de contacto entre as unidades B e C. A Norte (coordenadas atuais) ocorre apenas um ligeiro levantamento do prisma (<i>uplift</i>), na zona mais recentemente deformada (devido a rotação dos cavalgamentos por aumento do encurtamento provocado por deformação interna).	298
Fig. 216. Pormenor da figura anterior (zona assinalada pela elipse amarela). a - última zona deformada do prisma acrecionário (unidade B); b - zona não deformada da unidade B; c - zona frontal do carreamento; d -unidade C. Marcados a ponto, traço, ponto, em planta- retrocavalgamentos; a tracejado- carreamento.	298
Fig. 217. Situação final do quarto tempo da experiência a - aspeto geral da zona externa do prisma; b - pormenores. Carreamento sobre o setor SW, com retrocavalgamentos vergentes para N. Novo conjunto de cavalgamentos a Norte do carreamento. Persiste uma pequena zona pouco deformada. Na frente observam-se alguns deslizamentos.	299
Fig. 218. Migração da deformação no prisma. De 1 a 6, a deformação progrediu segundo um padrão espacial regular de NE para SW, a que sucedeu um salto passando a deformação a concentrar-se na zona de contacto com a unidade C, através do cavalgamento 7. Posteriormente, a deformação voltou a produzir-se na primeira sequência através do cavalgamento 8a, a que se seguiu, quase em simultâneo, associados ao 7, mas com vergência oposta, a sequência de cavalgamentos 8b.	299
Fig. 219. Relação do número de falhas formadas com o deslocamento do acetato (cm). O registo foi efetuado a intervalos de 10 cm.	300
Fig. 220. Falhas, de 1 a 10, selecionadas para medição da variação da distância da sua base à cunha (ou backstop), e da sua inclinação em intervalos de 10 cm.	300
Fig. 221. Relação da distância de algumas falhas aos 10 cm de fita (cunha) com o deslocamento do acetato. F1 a F10- Falhas; A- deformação da unidade A; B- começo da deformação da unidade B; C- Confronto e carreamento unidades B/C. A rosa- fases posteriores ao início do carreamento B/C.	301
Fig. 222. Variação do pendor das falhas (F1 a F10) com o deslocamento do acetato. A- falhas que afetam a unidade A; B- falhas que afetam a unidade B.	301

Fig. 223. Evolução do encurtamento das unidades A e B ao longo da experiência.	302
Fig. 224. Variação da espessura máxima do prisma com o deslocamento do acetato.	302
Fig. 225. Variação da inclinação da superfície do prisma (α) com o deslocamento do acetato (cm) ao longo da deformação.	303
Fig. 226. Migração do prisma; R- Parte de trás, F-Zona frontal.....	304
Fig. 227. Formação de relevos positivos em sistemas desligantes devido ao movimento das falhas subsidiárias ser contrário ao sentido do movimento das falhas principais. O movimento das falhas principais é direito em a e esquerdo em b (adaptado de Ramsay & Huber, 1987).	313
Fig. 228. Formação de relevos negativos (bacias de <i>pull-apart</i>) em sistemas desligantes devido ao movimento das falhas subsidiárias ser efetuado para o mesmo quadrante do sentido das falhas principais. O movimento das falhas principais é direito em a e esquerdo em b (adaptado de Ramsay e Huber, 1987).	313
Fig. 229. Falhas em leque ou cauda de cavalo (adaptado de Burg, 2011c).	314
Fig. 230. Reconstituição da evolução tectónica do sistema transformante da Falha de Sto. André-Golfo da Califórnia (EUA). A falha conecta duas junções triplas entre placas. O movimento entre placas é oblíquo. A- Há 30 Ma; B- Há 20 Ma; C- Há 10 Ma; D- Situação presente. Os tons de cinzento diferem consoante as placas, não confundir com o recorte costeiro (adaptado de Lynch, 2010).	316
Fig. 231. Tectónica e mapa de relevo da zona do Mar Morto. Adaptado de <i>Tectonics and Geology of Dead Sea</i> (USGS, 2013).	317
Fig. 232. Mapa das falhas evidenciando a atividade dos últimos ~3 Ma (adaptado de Cabral, 2012).	318
Fig. 233. Localização da ZCPTFA (adaptado de Gomes <i>et al.</i> , 2007).	319
Fig. 234. Gnaiss ocelado (CMFD). O movimento de desligamento provoca a rotação e estiramento dos grãos de quartzo (ocelos) do que foi um granito.	321
Fig. 235. Milonitos, CMFD. São visíveis as estruturas desenvolvidas em regime dúctil.	321
Fig. 236. Localização de algumas bacias formadas no Paleozoico (a) na dependência da ZCPTFA e sistema e falhas associado (retângulo na mapa à direita), e de outras (b) sobrepostas a elas, formadas no Cenozoico, segundo interpretação de Gomes <i>et al.</i> (2007). ZOM- Zona de Ossa Morena, ZCI- Zona Centro Ibérica, ZDP- Zona de Deslocamento Principal, FVRP –Falha de Verin-Régua-Penacova, FBVM –Falha de Bragança-Vilariça-Manteigas, ZCPTFA- Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, ZCTC- Zona de Cisalhamento de Tomar-Córdoba, CFF – Cavalgamento de Ferreira do Alentejo-Ficalho.	323
Fig. 237. Vista de Cabeço do Vouga (46 m de altitude) para a bacia de Valongo do Vouga, sobreposta às bacias paleozoicas. Observa-se o bloco Oeste da ZCPTFA.	323
Fig. 238. Representação do relevo da Zona Centro litoral do país, adaptada do <i>Google earth</i> ®. O ponteadado pretende marcar de forma grosseira a escarpa Este da falha PTFA.	325
Fig. 239. Evolução da Placa ibérica em mapa entre os 35-20 Ma (a), que engloba o Oligocénico, e entre os 20-5 Ma (Miocénico). Traduzido e adaptado de Casas Sainz e Facenna (2001). A seta indica movimentação da placa Núbia. ..	326
Fig. 240. Carta geológica da região de Albergaria-a-Velha – Águeda (adaptada) de Gomes, A.; Chaminé, H. I.; Teixeira, J.; Fonseca, P. E.; Gama Pereira; L. C. (2007).	330
Fig. 241. (Re) Interpretação morfoestrutural da bacia de Valongo do Vouga (adaptado de Gomes <i>et al.</i> , 2007).	332
Fig. 242. Setor Norte e a Norte da Bacia de Valongo do Vouga. Localização dos pontos 1, 2 e 3 (A) no <i>Google earth</i> ® (cortesia do prof. Alberto Gomes) e na carta geológica da fig. 240 (B).	334
Fig. 243. Branca-Escusa – zona envolvente do contacto entre os xistos do Proterozoico e os depósitos fluviais do Pliocénico.	335
Fig. 244. Vista da Sra. do Socorro (A seta preta indica a escarpa do setor Este da FPTFA).	335

Fig. 245. Zona de Vale Maior – estrada Vale Maior-Açores.	336
Fig. 246. Setor Sul da Bacia de Valongo do Vouga. Localização dos pontos 10 e 11 (A) no <i>Google earth</i> ® (cortesia do prof. Alberto Gomes) e na carta geológica da fig. 240 (B).	336
Fig. 247. Localidade de Mesa.	337
Fig. 248. Vistas de Cabeço do Vouga para a Bacia de Valongo do Vouga, a ENE. A seta a preto indica a margem Oeste da Bacia.	337
Fig. 249. Cabeço do Vouga. Falhas normais. Estão assinaladas as áreas correspondentes a estruturas associadas à fraturação com deslocamento, nomeadamente a caixa de falha e a farinha de falha, material que resulta da fraturação e que preenche a caixa de falha.	338
Fig. 250. Modelo de bacia de desligamento (Adaptado de Einsele, 1992). Deu-se preferência aos termos “normais” e “inversas” em detrimento dos usados na versão original “divergent” e “convergent faults”, apesar da componente de desligamento das mesmas falhas.	340
Fig. 251. Esquema da zona transtrativa da falha de Pozohondo (no SE da Ibéria, Albacete), traduzido e adaptado de Rodríguez-Pascua (2012).	340
Fig. 252. Esquema dos equipamentos utilizados para modelar bacias de desligamentos. ZDP- Zona de Deslocamento Principal. As setas divergentes, ao centro, indicam extensão, e as hemissetas nas ZDP indicam desligamento direito.	344
Fig. 253. Modelo sobre o qual se porvilharam as areias. Tecido com alguma elasticidade para simular a subsidência da bacia (Exp. D; Quadro 17).	345
Fig. 254. Estado inicial, exp. D.	346
Fig. 255. O corte foi feito perpendicularmente às estruturas formadas, expressas em planta por “ondulações”.	346
Fig. 256. Deformação aos 2 cm de movimentação. Experiência B, bacia com forma retangular; Experiência C, bacia romboédrica. 1, 2 e 3- falhas com componente normal; 4- falhas desligantes.	347
Fig. 257. Deformação aos 6 cm de movimentação. A- Experiência A, bacia com forma retangular; B- Experiência C, bacia romboédrica. 1, 2 e 3- falhas com importante componente normal; 4, 5 e 6- falhas com importante componente desligante.	348
Fig. 258. Deformação aos 10 cm de movimentação. A- experiência B, bacia retangular; B- Experiência C, bacia romboédrica. 1, 2 e 3- falhas com componente predominante normal; 4, 5 e 6- falhas com componente predominante desligante.	350
Fig. 259. Aspeto final do modelo da experiência A. A-B - secção em que foram feitos os cortes visíveis na fig. ao lado (260).	351
Fig. 260. Cortes efetuados na zona A-B. Na figura de cima (a), na margem Sul da bacia são visíveis falhas com componente normal inclinadas para W. Em baixo (b), o corte foi feito a Norte do corte de cima. É evidente a subsidência da bacia, anticlinal a W e falhas com componente normal, com algum arraste, ao centro.	351
Fig. 261. Aspeto final do modelo da experiência B. C-D - secção em que foram feitos os cortes da figura ao lado.	352
Fig. 262. Cortes efetuados na secção C-D. Falhas 4 (traço cheio) inclinadas para SE e falhas 5 (tracejado) inclinadas para NW.	352
Fig. 263. Modelo final, experiência C. E-F - secção em que foram feitos os cortes da figura ao lado.	353
Fig. 264. Cortes efetuados na secção E-F (fig. 263), modelo da experiência C. a -zona mais profunda da bacia; b - zona próxima do limite lateral da bacia.	353
Fig. 265. Modelo final, experiência D.G-H - Secção em que foram feitos os cortes nas figuras ao lado.	353
Fig. 266. Cortes efetuados na secção G-H da figura ao lado, modelo da experiência D. a - primeiro corte, b - corte seguinte na mesma secção. A traço contínuo - falhas normais, a tracejado - falhas inversas.	353

Fig. 267. Interpretação das falhas formadas na experiência C. A deformação foi produzindo falhas que se sucederam no tempo e no espaço no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio. Na zona central, as falhas são predominantemente normais, enquanto as formadas na dependência direta dos troços (ZDP) da falha principal são predominantemente de desligamento.....	356
Fig. 268. Sobreposição da interpretação morfoestrutural adaptada de Gomes <i>et al.</i> (2007) ao modelo da experiência 3, depois de diminuída a largura da imagem.	358
Fig. 269. Conjunto de questões comuns na investigação geológica e que devem nortear a resolução de problemas nas aprendizagens em Geologia. Em segundo plano, alguns objetivos para cada questão.	368
Fig. 270. Esquema do estudo de casos múltiplos. A atividade de modelação análoga é o assunto estudado através dos casos A1, A2 e B. Os casos A (1 e 2) dizem respeito à modelação da ZSP, enquanto o caso B versa a modelação da bacia a Norte de Águeda.	374
Fig. 271. Progressão (do pré-teste/V1 para o pós-teste/V2) dos alunos do estudo prévio relativamente aos níveis/modelos que aparentemente utilizaram para explicar a formação da Zona Sul Portuguesa.	398
Fig. 272. Relação da turma do Caso A1 com o Trabalho Experimental (TE). As três questões do questionário revelaram familiaridade da turma do Caso A1 (n=8) com o TE. Em maioria, de acordo com experiências anteriores, são os alunos que o executam com orientação do professor.	399
Fig. 273. Relação da turma do Caso A2 com o Trabalho Experimental (TE). As três questões do questionário revelaram familiaridade da turma do Caso A2 (n=17) com o TE e que, por unanimidade, de acordo com experiências anteriores, são os alunos que o executam com orientação do professor.	400
Fig. 274. Montagem da experiência pela investigadora e pela prof ^a Helena Moita de Deus, Caso A2.	401
Fig. 275. Exposição interativa sobre reologia dos materiais análogos no Caso A1: o exemplo do silicone putty.	401
Fig. 276. Professor explicando ao aluno a relação entre o movimento e as estruturas formadas, Caso A2.	401
Fig. 277. Professor explicando a relação entre o encurtamento e o espessamento, no modelo e na realidade.	401
Fig. 278. Prisma acrecionário formado na aula do Caso A1. A seta evidencia o sentido do movimento do acetato (N). O sentido da deformação foi preferencialmente o oposto (S).	402
Fig. 279. Prisma acrecionário formado na aula do Caso A2. A seta evidencia o sentido do movimento do acetato (N). O sentido da deformação foi preferencialmente o oposto (S).	402
Fig. 280. Progressão no desempenho das respostas dadas pelos alunos do Caso A1 às questões 4A e 4B, referentes aos conceitos Dinâmica, Evolução, Ciclicidade e Tempo. V1- pré-teste, V2- pós-teste, Dif.= (V2-V1). O valor máximo possível para cada questão é 2.	411
Fig. 281. Progressão no desempenho das respostas dadas pelos alunos do Caso A2 às questões 4A e 4B, referentes aos conceitos Dinâmica, Evolução, Ciclicidade e Tempo. V1- pré-teste, V2- pós-teste, Dif.=(V2-V1). O valor máximo possível para cada questão é 2.	411
Fig. 282. Progressão no desempenho das respostas dadas pelos alunos do Caso A1 às questões 4C e 4D, referentes aos conceitos Espaço, Complementaridade, e Relação Modelo/Realidade. V1 (pré-teste), V2 (pós-teste), Dif.=(V2-V1). O valor máximo possível para cada questão é 2.	412
Fig. 283. Progressão no desempenho das respostas dadas pelos alunos do Caso A2 às questões 4C e 4D, referentes aos conceitos Espaço, Complementaridade, e Relação Modelo/Realidade. V1 (pré-teste), V2 (pós-teste), Dif.= (V2-V1). O valor máximo possível para cada questão é 2.	413
Fig. 284. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Dinâmica, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	414
Fig. 285. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Dinâmica, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	414
Fig. 286. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Evolução, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	415

Fig. 287. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Evolução, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	415
Fig.288. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Ciclicidade, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	416
Fig. 289. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Ciclicidade, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	417
Fig. 290. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Tempo, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	417
Fig. 291. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Tempo, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	418
Fig. 292. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Espaço, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	419
Fig. 293. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Espaço, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	419
Fig. 294. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Complementaridade, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	420
Fig. 295. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Complementaridade, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	420
Fig. 296. Desempenho geral dos alunos do Caso A1 quanto aos conceitos estruturantes: Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço e Complementaridade. A cotação máxima possível para cada conceito era de 8 (soma de 4 questões).	421
Fig. 297. Desempenho dos alunos do Caso A2 quanto aos conceitos estruturantes: Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço e Complementaridade. A cotação máxima possível para cada conceito é 8 (soma de 4 questões).	421
Fig. 298. Desempenho dos alunos do Caso A1 quanto aos conceitos estruturantes inerentes à Relação Modelo/Realidade: Simplificação, Escala espacial, Escala temporal, Reologia dos materiais. A cotação máxima possível para cada conceito é 4 (soma de duas questões).	424
Fig. 299. Desempenho dos alunos do Caso A2 quanto aos conceitos estruturantes inerentes à Relação Modelo/Realidade: Simplificação, Escala espacial, Escala temporal, Reologia dos materiais. A cotação máxima possível para cada conceito é 4 (soma de duas questões).	424
Fig. 300. Semelhanças e diferenças, entre o modelo e o fenómeno simulado, apontadas pelos alunos do Caso A1 e nº de vezes que cada uma delas é citada.	426
Fig. 301. Semelhanças e diferenças, entre o modelo e o fenómeno simulado, apontadas pelos alunos do Caso A2 e nº de vezes que cada uma delas é citada.	426
Fig. 302. Grau de perceção dos alunos dos dois Casos (A1 e A2) quanto à compreensão do fenómeno real a partir do modelo.	428
Fig. 303. Progressão (do pré-teste/V1 para o pós-teste/V2) dos alunos do Caso A1 relativamente aos níveis/modelos que aparentemente utilizaram para explicar a formação da Zona Sul Portuguesa.	429
Fig. 304. Progressão (do pré-teste/V1 para o pós-teste/V2) dos alunos do caso A2 relativamente aos níveis/modelos que aparentemente utilizaram para explicar a formação da Zona Sul Portuguesa.	430
Fig. 305. Relação dos alunos do Caso B com o Trabalho Experimental.	438
Fig. 306. Modelo preparado no exterior do edifício. Na aula, realizámos modelação análoga semelhante, preparando o modelo da mesma forma.	440
Fig. 307. O mesmo modelo que na figura anterior no final da deformação.	440

Fig. 308. Cortes que evidenciam falhas predominantemente de desligamento (A) e predominantemente normais (B). Quando a quantidade de água é excessiva acaba por, ao infiltrar-se nas falhas, provocar erosão. Foi o que sucedeu neste caso (A).	441
Fig. 309. Diferenças de classificações (em média) entre as respostas dadas na V2 e na V1, obtidas pelos alunos do Caso B nas questões 4A e 4B, referentes aos conceitos estruturantes Dinâmica, Evolução, Ciclicidade e Tempo. O valor máximo possível é 2.	443
Fig. 310. Diferenças de classificações (em média) entre as respostas dadas na V1 (pré-teste) e na V2 (pós-teste) pelos alunos do Caso B às questões 4C e 4D, referentes aos conceitos estruturantes Espaço, Complementaridade, Relação Modelo/Realidade. O valor máximo possível é 2.	444
Fig. 311. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Dinâmica, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação análoga.	445
Fig. 312. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Evolução, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação análoga.	446
Fig. 313. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Ciclicidade, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	447
Fig. 314. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Tempo, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.	447
Fig. 315. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Espaço, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação análoga.	448
Fig. 316. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Complementaridade, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação análoga.	448
Fig. 317. Soma das classificações, atribuídas às respostas dos alunos do Caso B, por conceito (Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço e Complementaridade). A cotação máxima possível é 8 (soma de 4 questões).	449
Fig. 318. Desempenho dos alunos do Caso B quanto aos conceitos estruturantes inerentes à Relação Modelo/Realidade: Simplificação, Escala espacial, Escala temporal, Reologia dos materiais. A cotação máxima possível para cada conceito é 4 (soma de duas questões).	450
Fig. 319. Semelhanças e diferenças entre o modelo e o fenómeno simulado apontadas pelos alunos do Caso B e frequência de cada aspeto considerado.	451
Fig. 320. Grau de perceção dos alunos quanto à compreensão do fenómeno real a partir do modelo.	452
Fig. 321. Progressão (do pré-teste/V1 para o pós-teste/V2) dos alunos do Caso B relativamente aos níveis/modelos que aparentemente utilizaram para explicar a formação da bacia de sedimentação a Norte de Águeda.	453

Índice de quadros

	Página
Quadro 1. Exemplos simples de aplicação do princípio do atualismo em que se subentende o raciocínio por analogia.	43
Quadro 2. Classificação dos modelos relativamente à forma de representação (adaptado de Gilbert, 2004).	45
Quadro 3. Estádios do Ciclo de Wilson e exemplos atuais para cada estágio [Adaptado de Burke (2011), por sua vez copiado da segunda versão da tabela elaborada por Wilson e publicada em <i>Physics and Geology</i> de Jacobs <i>et al.</i> (1973)].	69
Quadro 4. Relações entre várias grandezas do cubo quando aumentada a medida do lado, duas ou três vezes (adaptado de Hubbert, 1937).	187
Quadro 5. Características dos materiais utilizados na modelação análoga com comportamento frágil.	199
Quadro 6. Características dos materiais utilizados na modelação análoga com diversos comportamentos reológicos.	200
Quadro 7. Areias analisadas	201
Quadro 8. Resultados dos Ensaios de Corte dos dois lotes de areias.	205
Quadro 9. Tipos de mecanismos/modelos geradores de bacias de <i>pull-apart</i> (adaptado de Atmaoui <i>et al.</i> 2006).	219
Quadro 10. Relação entre os ambientes geodinâmicos, a zona escolhida, objeto de estudo, e o problema científico principal.	237
Quadro 11. Cronostratigrafia da Zona Sul Portuguesa – principais unidades litostratigráficas e eventos tectónicos regionais (adaptado de Oliveira, 1990; Silva <i>et al.</i> , 1990, 2013; Oliveira <i>et al.</i> , 2013).	243
Quadro 12. Resultados dos cortes balanceados das zonas internas e externas da ZSP.	266
Quadro 13. Parâmetros testados nas três experiências preliminares (LabGExp).	272
Quadro 14. Encurtamento e espessamento nas três experiências.	280
Quadro 15. Resumo da segunda experiência.	293
Quadro 16. Efeitos da orogenia alpina a nível regional, setor Albergaria-a-Velha – Coimbra da ZCPTFA (de acordo com Ribeiro <i>et al.</i> , 1996b; Dinis <i>et al.</i> , 2007; Gomes <i>et al.</i> , 2007; Gomes, 2008; Cabral, 2012; Ribeiro, 2013).	328
Quadro 17. Características das experiências descritas.	346
Quadro 18. Falhas formadas nas quatro experiências descritas, após deslocamento de 2 cm.	348
Quadro 19. Falhas formadas nas quatro experiências descritas, após deslocamento de 6 cm.	349
Quadro 20. Falhas formadas nas quatro experiências descritas, após deslocamento de 10 cm.	350
Quadro 21. Desenho do estudo (por caso): atividades, momentos e instrumentos de recolha de dados.	376
Quadro 22. Aperfeiçoamento das afirmações do item 4A, g) e h).	381
Quadro 23. Adaptações das afirmações do item 4D, k), l), m) e n).	383
Quadro 24. Questões do relatório orientado e respetivos objetivos.	382
Quadro 25. Exemplo de cotação das respostas em afirmações com valor lógico oposto.	384
Quadro 26. Categorias de análise das respostas à questão 5.1. Níveis de complexidade de raciocínio para explicar a formação da Zona Sul Portuguesa.	389
Quadro 27. Categorias de análise das respostas à questão 5.1. Níveis de complexidade de raciocínio para explicar a formação da bacia a Norte de Águeda.	394
.....	396
Quadro 28. “B.I. profissional e académico das professoras”	403

Quadro 29. Tempo atribuído às atividades.	405
Quadro 30. Principais aspetos assinalados nos dois casos.	409
Quadro 31. Conceitos estruturantes avaliados: Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço, Complementaridade.	422
Quadro 32. Conceitos estruturantes avaliados relativos à relação Modelo/Realidade.	425
Quadro 33. Evidências/resultados para o objetivo 1 - Averiguar a influência da modelação em causa no domínio dos conceitos estruturantes inerentes à Geologia (Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço, Complementaridade).	458
Quadro 34. Evidências /resultados para o objetivo 1 - Averiguar a influência da modelação em causa no domínio dos conceitos estruturantes inerentes à relação Modelo/Realidade (Simplificação, Escala espacial, Escala temporal e Reologia dos materiais).	458
Quadro 35. Relação Modelo/Realidade, número de semelhanças e de diferenças apontadas pelos alunos.....	459
Quadro 36. Grau de perceção dos alunos quanto à compreensão do fenómeno real a partir do modelo.	459
Quadro 37. Progressão dos modelos mentais dos alunos/níveis de complexidade de raciocínio por Caso na resolução do problema proposto (Objetivo 2).	460
Quadro 38. Dificuldades iniciais na resolução do problema por parte dos alunos (Objetivo 2).	461
Quadro 39. Desempenho na aula de modelação análoga durante a atividade e pós-atividade por parte dos alunos (Objetivo 2).	462
Quadro 40. Características dos fenómenos simulados.....	464

Introdução

Introdução

A Geologia tem adquirido nos últimos anos um maior reconhecimento e protagonismo em diversos sectores da Sociedade, incluindo a Investigação e o Ensino. Esta área do conhecimento científico (incluindo as várias Geociências) tornou-se mais popular a partir dos anos setenta do século passado, em ocasiões específicas, a propósito de assuntos como a exploração dos oceanos, a utilização intensiva dos satélites ou a investigação espacial, particularmente do Sistema Solar.

Porém, o crescente interesse pela Geologia sucedeu, sobretudo, por intermédio da Tectónica de Placas, “vasta síntese teórica que explica um conjunto de fenómenos, aparentemente sem relação, como o vulcanismo, as cadeias de montanhas e os sismos” (Mattaue, 1998). As explicações fornecidas por esta abrangente teoria abriram a possibilidade da mitigação das consequências dos fenómenos referidos (sísmicos e vulcânicos) sobre as populações humanas e, por outro lado, otimizar substancialmente a procura crescente de recursos geológicos. Deste modo, a Tectónica de Placas imprimiu na Geologia uma matriz mais explicativa, mais centrada nos processos e nas suas relações causais, revolucionando as formas de pensar e fazer Ciência.

Já, neste século, o interesse pela Geologia, em Portugal, reforçou-se através da Década da Educação para o Desenvolvimento Sustentável (2005-2014) e, em particular, do Ano Internacional do Planeta Terra (2007-2009), ambos da iniciativa da UNESCO. Esta última envolveu múltiplas instituições e geocientistas portugueses, e terá sido (nos anos seguintes), segundo a coordenadora portuguesa, “importante para o aumento do número de estudantes nas licenciaturas relacionadas com as Ciências da Terra” (notícia em <http://www.cienciahoje.pt/index.php?oid=37163&op=all>, em 04/06/2013).

Nos últimos anos, tem-se registado um crescente interesse pela exploração mineira de minerais metálicos, contrariamente a outros recursos geológicos. A razão terá sido a manutenção das cotações elevadas dos metais, que levou a investimentos em projetos de exploração de ouro, metais básicos e tungsténio (DGEG, 2012). Tem também aumentado o interesse na prospeção para futura exploração de recursos energéticos (geotermia, petróleo e gás natural). A curiosidade por estes recursos tem sido largamente divulgada na comunicação social. Este fator pode igualmente ter contribuído para a continuidade do preenchimento das vagas de alguns dos cursos superiores (1º Ciclo) de Geociências ministrados nas universidades portuguesas.

A UNESCO (2013) continua a destacar a importância das Ciências da Terra e da História da Terra para a compreensão de alterações globais que permita a sustentabilidade do planeta, tendo como objetivo fornecer aos países a capacidade de bem gerir os seus recursos minerais. Ao nível da Educação Científica,

esta organização dá destaque à importância do conhecimento científico com vista ao incremento da empregabilidade e da literacia científica dos jovens, num mundo que é hoje marcado, “...pela Ciência, a Tecnologia, a Inovação e a Educação em Ciência” (p. 18).

Dentro desta filosofia, a UNESCO tem dado apoio à Rede de Geoparques, criada no início do século. O conceito de geoparque prevê, para além de outros aspetos, a conservação do património geológico num determinado território, simultaneamente expondo, para o cidadão comum, a importância da geodiversidade (Brilha, 2009). Em Portugal, os dois Geoparques (Arouca e NaturTejo) têm desempenhado esse papel (*e.g.* Neto de Carvalho, 2008).

É preciso, no entanto, não esquecer o início do crescente interesse pela Geologia em(de) Portugal, inequivocamente da responsabilidade do Professor Galopim de Carvalho, com a primeira exposição sobre dinossaúros realizada em Portugal. Aconteceu no início dos anos noventa do século passado, tendo sido a mais visitada num museu português. Fazer renascer o Museu e a preservação da jazida com pegadas de dinossaúro de Pego Longo (Carenque, Sintra) foram, então, os objetivos que o moveram (Galopim de Carvalho, 2008).

A última “batalha” de Galopim de Carvalho, com final feliz, teve como resultado a inauguração do Museu do Quartzo (em Abril de 2012), no Monte de Sta. Luzia, Viseu. Este é, até hoje, o único Museu dedicado a um único mineral.

Os Centros Ciência Viva são modernos museus de Ciência, relevantes a divulgar *Ciência para todos*, de que se destacam os Centros de Estremoz e do Lousal, pelo enfoque nas Geociências. Mas não se podem ignorar, os mais antigos, abertos ao público, que também acolhem exposições interativas. A sua relevância passa principalmente pelo papel das suas coleções na *investigação e educação em Geociências* (Brandão, 2008). São por exemplo, o Museu de História Natural da Universidade de Lisboa e o Museu Geológico (propriedade do LNEG), também sito na cidade de Lisboa. A estes se acrescentam muitos outros (referidos por exemplo em Brandão *et al.*, 2010), alguns regionais e mais especializados, como o Museu da Lourinhã (dinossauros), o Centro de Canelas-Arouca (trilobites) ou o de Vila Real (UTAD) pelas atividades de divulgação com preocupações de ensino não formal.

Para além dos Museus de Ciência, o *Ciência Viva*, realiza no Verão, o programa que o tem na designação e que confere, desde sempre, especial relevo ao trabalho de campo em Geologia. Com efeito, a Geologia é uma ciência que *começa e acaba no campo*. Tem sido, pela mesma razão, mas não a única, que inúmeros artigos e teses têm sido dedicados ao trabalho de campo em Geologia como atividade didática (*e.g.* Ferreira, 2011). Quase no outro extremo de atenção prestada, por razões epistemológicas e históricas, está a Geologia Experimental (= Trabalho Experimental em Geologia). Os estudos relacionados com a Geologia Experimental e suas (efetivas) aplicações em qualquer contexto de ensino são, com efeito, escassos (*e.g.* Fonseca *et al.*, 2005; Barreiras *et al.*, 2005; Bolacha *et al.*, 2006).

Todavia, dada a importância de que se reveste a compreensão dos processos geológicos, quer como contributo para a literacia científica, e/ou para formar cidadãos e profissionais capazes de analisar e resolver problemas que exijam raciocínios holísticos e de alguma complexidade, a Geologia Experimental torna-se ainda mais relevante (Bolacha & Fonseca, 2010). E, contrariamente ao que é tradicional acontecer, esta metodologia da Geologia é realizável em qualquer local, formal ou não formal, fechado ou ao ar livre, como se tem vindo a comprovar em atividades realizadas por diversas equipas na *Geologia no Verão* e em outros eventos de divulgação científica.

A Modelação Análoga é um tipo de Geologia Experimental que desempenha um papel preponderante na simulação de processos e fenómenos geológicos, dificilmente compreensíveis à escala humana. Como tal, considerámos relevante o desenvolvimento de propostas didáticas cientificamente alicerçadas, que exigiram a consolidação de um corpo de conhecimentos teóricos, no que diz respeito à sua aplicabilidade em diversos contextos e níveis de aprendizagem.

Por outro lado, a Geologia de Portugal e, especificamente, a geologia de uma região, muitas vezes difícil de entender mesmo pelos especialistas, torna-se mais simples e compreensível por meio do enquadramento teórico fornecido pela Tectónica de Placas e pelo Modelo dos Ciclos de Wilson, numa perspetiva evolutiva; e pela simulação dos processos que terão contribuído para a formação de litologias e estruturas. Garante-se deste modo a integração dos diversos episódios da história geológica da região, a partir dos indícios detetados e estudados, e da sua simulação.

Considerou-se assim importante, a elaboração de modelos análogos, sustentados cientificamente e didaticamente, significativos para a compreensão de fenómenos locais e, simultaneamente globais, porque ocorridos de forma semelhante noutras regiões do planeta, hoje, ou em períodos mais remotos da História da Terra.

Os modelos construídos tinham como objetivo poder ser enquadráveis em programas curriculares, ou de divulgação científica, assentes em *conceitos estruturantes*, tendo como finalidade a compreensão do Planeta Terra e das suas modificações ao longo dos diversos *tempos geológicos*, consoante a escala considerada.

Do exposto, emergiu a seguinte problemática (ou questão-problema):

Como poderá a experimentação (=modelação) análoga simular processos geológicos decorridos em determinadas unidades de espaço e tempo do território português?,

da qual resultaram subquestões e objetivos quer do foro científico quer do foro didático, apresentados ao longo deste relatório de investigação.

O principal objetivo do estudo foi que a elaboração dos modelos partisse de problemas científicos alicerçados na Geologia de Portugal, primeiro com vista à sua resolução. Só, em fase posterior, se passaria à

sua contextualização e adaptação didáticas com base em investigação educacional, averiguando se a modelação análoga resultaria como estratégia de ensino e aprendizagem.

Apesar de o presente estudo conter, assim, duas vertentes, foi sempre nosso objetivo a sua não segregação. Na raiz do conhecimento, elas encontram-se intrinsecamente associadas, para além do que, a modelação análoga é um meio científico, mas particularmente didático por excelência para permitir a compreensão dos fenómenos geológicos presentes, passados e futuros, quer pelos cientistas quer pelos cidadãos comuns.

Assim, estabeleceu-se que os modelos a desenvolver seriam planificados tendo em vista a compreensão dos processos geológicos que foram fundamentais para a evolução do que é hoje, o território continental português, desde os principais episódios associados à formação da Pangea, passando pela sua fraturação, formação do Oceano Atlântico e posterior interação entre as placas Euroasiática e Africana.

Teve-se em conta alguns deles e, de acordo com as condições físicas e humanas de que beneficiámos, modelou-se dois episódios principais da História Geológica de Portugal, partindo de problemas científicos em aberto.

Pretendeu-se que cada modelo fosse, assim, apoiado no estudo geológico de afloramentos chave do território português, tendo em vista a interpretação e explicação dos fenómenos e processos que terão determinado a sua constituição litológica e estrutural.

Em cada experimentação tencionou-se quantificar e manipular algumas das variáveis que concorreram para a evolução do processo análogo, extrapolando as relações obtidas para o fenómeno real.

Após assegurada a reprodutibilidade da experimentação, o passo seguinte seria a respetiva validação didática em contextos e níveis diferentes de aprendizagem, também de acordo com as condições de que poderíamos vir a usufruir. Para tal, constituiu-se, como mais um objetivo da investigação, a elaboração de materiais de apoio para os alunos e de planificações didáticas para os professores.

Foram estes, em geral, os objetivos delineados à partida e que serviram de fio condutor do trabalho que se expõe nos vários capítulos.

A tese está organizada em cinco capítulos, sendo que o primeiro enquadra o assunto em estudo, revelando a sua pertinência e fundamentando-a quanto à relação com a natureza da Geologia e do papel que os modelos desempenham ao lado de outras metodologias, quer na investigação bem como no ensino desta área científica.

O segundo capítulo foca a Evolução Geodinâmica de Portugal no contexto da Teoria da Tectónica de Placas e do modelo dos Ciclos de Wilson. Relata-se sucintamente a história geológica do território continental português, principalmente durante o Fanerozoico, dando-se assim especial destaque aos ciclos varisco e alpino.

O terceiro capítulo versa sobre a modelação análoga, focando a sua evolução histórica e papel atual como uma das importantes metodologias aplicadas na investigação de processos geodinâmicos internos. É também destacado o seu valor didático e sugeridas algumas aplicações no Ensino e na Divulgação.

No quarto capítulo descrevem-se as atividades de modelação análoga desenvolvidas, incluindo os modelos construídos e obtidos para dar resposta aos problemas científicos de geologia regional que foram formulados.

O capítulo cinco abrange a aplicação didática dos modelos desenvolvidos e cientificamente sustentados no capítulo anterior, expondo-se e discutindo-se os resultados, a esse respeito, alcançados. Fazem-se algumas propostas de integração dos modelos nos currículos atuais ou futuros, bem como em atividades de divulgação científica, com sugestões de planificações didáticas, em anexo. É de referir que, também ao longo do estudo se vão fazendo propostas de modelos análogos para aplicação quer em ambiente de aprendizagem formal quer não formal, bem como o que deve ser discutido com quem assiste, seja qual for o grau respetivo de envolvimento.

Com as conclusões gerais encerra-se o corpo principal da tese.

Nota: a redação da tese segue, no geral, a *Nova ortografia da língua portuguesa* (Cruz *et al.*, 2011), com algumas exceções relativas à utilização de maiúsculas/minúsculas, tendo em conta que nos encontramos em período de adaptação (até 2015). Além disso, alguns documentos em anexo foram escritos ainda na Ortografia antiga, pelo facto de a nova não ter, ainda, entrado em vigor quando foram elaborados.

Capítulo I

Enquadramento e
pertinência do estudo

A assunção de alguns dos pressupostos do presente estudo teve início aquando da preparação da ação de formação contínua FOCO (CCPFC/ACC – 38202/04) “Curso de Experiências em Geologia: A Natureza no Laboratório” realizada em 2005 nas instalações do Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX), unidade de investigação da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, cuja maioria dos investigadores é também docente do Departamento de Geologia da mesma Faculdade (GeoFCUL).

Este departamento tem assumido responsabilidades quer na investigação científica quer na formação de professores. Nesta vertente tem *i)* orientado a vertente científica dos jovens professores estagiários, *ii)* desenvolvido ações de formação contínua de professores, *iii)* realizado através dos seus docentes, palestras nos estabelecimentos de ensino que os solicitem. O GeoFCUL tem igualmente demonstrado empenho na divulgação da Geologia, tendo por objetivos, cativar novos interessados para os cursos de Geociências, mas também interessar o público em geral, pela Geologia, através de diversas iniciativas de que se destacam as ações de Ciência Viva, *Geologia no Verão*. O GeoFCUL participa nestas ações desde a primeira hora (1998). Este segundo objetivo é igualmente partilhado pela *Associação Ciência Viva – Agência Nacional para a Cultura Científica e Tecnológica*, nomeadamente, a divulgação científica entre a população, em geral, com vista ao aumento da literacia científica.

O suporte, não só do Ensino, mas também da Divulgação da Ciência nestas instituições, Universidades e Centros Ciência Viva, torna-se relevante por diversas razões. Não é razoável na atual situação do Sistema Educativo o desenvolvimento de projetos inovadores aplicáveis apenas ao Ensino formal, ou seja, contextualizados por situações de aprendizagem muito delimitadas. É sabido que, como refere Tedesco (1999), parte das inovações pedagógicas limitadas ao âmbito de experiências isoladas, não lograram contaminar o Sistema no seu conjunto. O êxito da inovação educativa nas escolas supõe a existência de um conjunto de fatores que o sistema atual não tem incentivado: equipas de docentes motivados, que compartilhem um projeto pedagógico comum, dedicados ao seu trabalho em função dos objetivos dos projetos e não de uma carreira burocrática (*ibidem*) e nem sempre justa. Torna-se, pois, relevante inovar de modo que o trabalho produzido e/ou as sugestões encontradas sejam aplicáveis a diversas situações de aprendizagem, transversais ao currículo existente e a currículos futuros se enquadrados pelos conceitos estruturantes da disciplina ou organizadores do currículo (De Vecchi, 1997; Garcia Cruz, 1998; Pellaud *et al.*, 2007) mas, ao mesmo tempo, de possível adequação às condições locais (Tedesco, 1999). Ainda, segundo o mesmo autor (*ibidem*), urge generalizar a capacidade de inovar para a qual concorrerá a divulgação de inovações bem-sucedidas.

Neste sentido, crê-se que a construção didaticamente contextualizada, para além de cientificamente enquadrada, de modelos análogos que simulam alguns dos processos geológicos mais relevantes da dinâmica do Sistema Terra, pode trazer ganhos na compreensão do Mundo em que vivemos, quer no Ensino formal quer no Ensino não-formal, com vista a uma aprendizagem que se quer continuada ao longo da vida; provocando simultaneamente a *contaminação* da capacidade de inovação dos professores que são o motor da dinâmica do Sistema Educativo.

Iniciamos o capítulo por precisar a importância do conhecimento geológico no Mundo atual, não só ao nível dos conteúdos mas, incluindo também todas as capacidades e competências que podem ser desenvolvidas através dos métodos e raciocínios geológicos.

A seguir apontamos contextos de aprendizagem onde, no(s) nosso(s) sistema(s) de ensino é possível aprender Geologia, como se faz e a sua importância. Mas, para aprender Geologia, é necessário haver quem ensine, mesmo que não esteja explícita a autoria e o intuito da informação produzida, nem o público-alvo a que se destina. Com efeito, nos diversos contextos de aprendizagem deve haver a preocupação de estruturar a informação e de utilizar métodos de construção do conhecimento, que se aplicam também na investigação. É disso que tratamos em seguida.

Por fim, reportamo-nos ao que deve ser, hoje, ensinado em Geologia, pressupondo que qualquer currículo atual deve ser centrado nos fenómenos e processos geológicos, de modo a permitir o conhecimento do funcionamento do planeta em que vivemos a par do desenvolvimento de capacidades cognitivas complexas. O enquadramento, sugerimos que seja dado, principalmente, nos níveis mais avançados, pela Tectónica de Placas e pela Geologia de Portugal.

Se, por um lado, a teoria global que hoje enquadra (quase) todos os fenómenos geológicos (internos e externos), passados, presentes e alguns futuros (prevendo-os) – é a Tectónica de Placas, por outro, a Geologia de Portugal, por ela enquadrada, permite uma explicação mais motivante, mais profunda, e mais holística, para muitos desses fenómenos.

1. Porquê saber Geologia?

A Geologia tem sido considerada a *parente pobre* das designadas Ciências Experimentais (Química, Física e Biologia), em parte devido à sua vertente temporal interpretativa, que exige por exemplo, a realização de extrapolações do presente para o passado, ou do presente para o futuro, com base em inferências. Por outro lado, as dimensões espaciais e temporais dos complexos sistemas terrestres dificultam a sua reprodução em laboratório (Moores & Twiss, 1995), dando-lhe um carácter menos experimental do que o das outras Ciências Experimentais.

No entanto, a Geologia permite perspetivas sintéticas e multidisciplinares. O seu objeto de estudo é o planeta Terra nas diversas escalas de tempo e de espaço, o que exige o recurso a uma panóplia de métodos, técnicas e conhecimentos próprios das outras Ciências Experimentais e da Matemática. Para além destes, a Geologia aplica métodos que podem ser apelidados como do foro das Ciências Humanas como a interpretação e a narrativa.

É por congregar métodos e técnicas de múltiplas áreas do conhecimento, e por ser uma Ciência Histórica, em que o tempo é fundamental (como a Astronomia e a Arqueologia) que a Geologia é, apelidada por alguns de Ciência derivativa (Schumm, 1991; Frodeman, 1995; Raab & Frodeman, 2002). Porém todas estas características podem ser vantajosas. Atualmente, a importância da Geologia ressalta do facto de vivermos numa Sociedade cada vez mais dependente de recursos que se tornam assustadoramente escassos quando se tem em consideração, quer o aumento demográfico global, quer o incremento do seu consumo por uma faixa de população que tende a aumentar. Para além disso, o aumento demográfico associado à migração das populações para as zonas costeiras, tem feito aumentar o risco geológico. Os custos dos efeitos das catástrofes naturais são muito mais elevados em zonas de grande concentração populacional, afetando dramaticamente a macroeconomia dos países. São, disso exemplo, casos recentes como os deslizamentos na ilha da Madeira em 2010 ou dos sismos no Haiti (2010) e no Japão (2011). Para mitigar os desastres naturais e, para encontrar recursos economicamente rentáveis, é necessário não só conhecer os materiais geológicos, mas essencialmente, saber como e em que condições se formam, sem esquecer que a Terra é um macrosistema constituído por múltiplos elementos e reservatórios que se interrelacionam e modificam ao longo do tempo.

Um planeamento do território adequado exige a identificação dos locais de maior perigosidade, que devem ser “vigiados” por técnicos e cidadãos que dominam o conhecimento geológico. A Geologia adquire, assim, uma maior relevância como peça fundamental da chamada literacia científica, exigindo currículos com uma organização centrada no conceito global “Sistema Terra”, conceito que pressupõe uma abordagem holística e metodologias de entendimento dos vários sistemas terrestres (Mayer, 2001).

Os processos geológicos decorrem a diversas escalas e são regidos por uma grande diversidade de fatores. Por vezes, aquilo que se vai passando lentamente como, por exemplo, a deformação elástica na zona de falha, que precede um sismo -deformação frágil-, é negligenciada porque não se vê. O mesmo acontece com outros fenómenos catastróficos em que a previsão já é, por vezes, possível (não é o caso dos sismos) através da medição dos movimentos que são humanamente impercetíveis (fig. 1). A capacidade de compreender os fenómenos geológicos permite entender o funcionamento do planeta e relativizar visões mais antropocêntricas.

Como consequência fundamental destas novas abordagens, os cursos universitários devem ter, como preocupação curricular (Mayer, 2001; Mateus, 2006), a formação de geólogos que possuam uma visão sistémica do Mundo, especialistas na sua área de intervenção mas capazes de coordenar equipas multidisciplinares competentes na resolução de problemas a diferentes escalas (local, regional e global). Parafraseando Morin (1999), os problemas essenciais nunca são parcelares e os problemas globais são cada vez mais essenciais.

A resolução de problemas a diversas escalas, que se interrelacionam, exige também o desenvolvimento de competências diversificadas e complexas; o estudo do funcionamento dos sistemas terrestres assim o exige.

A este respeito é importante referir os mapas geológicos (fig. 2), reflexo do conhecimento do campo, como ferramentas poderosas capazes de desenvolver raciocínios sistémicos desde que o seu grau de complexidade seja adaptado ao nível etário e objetivos de aprendizagem. A capacidade de rapidamente ler e interpretar um mapa geológico permite compreender um conjunto de interpretações realizadas pelos autores que o elaboraram e, simultaneamente, o conjunto de fenómenos decorridos no espaço e no tempo geológicos, sintetizados a partir de estudos das diversas Geociências (Estrutural, Tectónica, Paleontologia, Geoquímica, Geofísica, etc.), que explicam a evolução da região em causa (Rebelo, 1999).

Se devidamente explorados em sala de aula, os mapas geológicos facilitam a compreensão das grandes escalas geográficas, bem como, dos números grandes associados ao tempo geológico longo (milhões de anos).

As tecnologias digitais, como o *Google Earth*[®], podem melhorar até a sua eficácia em termos de aprendizagem dos fenómenos que se possam inferir a partir da interpretação dos mapas.



Fig. 1. Movimentos de massa na Costa Vicentina. É possível prevê-los e evitar maiores riscos em zonas populacionais.

Ao estabelecer relações causa-efeito, que se desenrolam ao longo do tempo de forma contínua ou descontínua, quem estuda Geologia raciocina de forma causal e de forma temporal ou historicamente orientada. É no tipo de raciocínios aplicados que a Geologia também se distingue das outras Ciências Experimentais, compartilhando com elas os raciocínios causais, mas distanciando-se na ênfase que dá à interpretação e à narrativa, atividades essenciais na reconstituição de fenómenos já decorridos, e que são apanágio de outras Ciências também apelidadas de Históricas (Frodeman, 1995), como é o caso da Astronomia ou da Arqueologia. Esta vertente transforma a Geologia numa Ciência que desenvolve tipos de raciocínios muito diversificados e abrangentes e, simultaneamente, com a capacidade de agregar áreas tradicionalmente compartimentadas e separadas: as Ciências e as Humanidades.

A Geologia perfila-se, assim, como uma Ciência sintética e multidisciplinar (Frodeman, 2001), logo vantajosa para despoletar abordagens *multi-*, *inter-*, e *transdisciplinares* (Bolacha *et al.*, 2007), mas também intradisciplinares, envolvendo ou não atividades experimentais.

Em suma, a Geologia é vantajosa no Ensino pelas seguintes razões: *i)* é uma ciência que permite a integração de conteúdos de outras disciplinas mas também das suas subdisciplinas, as chamadas Geociências; *ii)* permite compreender o Mundo Natural e as intervenções antropogénicas; *iii)* permite o desenvolvimento de uma panóplia de capacidades cognitivas.

Passamos a esclarecer os termos acima referidos. A Geologia tornou-se multidisciplinar (multi=muitos), principalmente, a partir dos anos 60-70, com a formulação da Teoria da Tectónica de placas. A metodologia utilizada na resolução de problemas geológicos passou definitivamente a integrar equipas das várias geociências- *e.g.* Geofísica, Geoquímica, Estrutural, Paleontologia, Estratigrafia. Assim, qualquer programa de Ensino deve integrar algumas destas Geociências senão todas, consoante o nível (pré-universitário ou universitário).

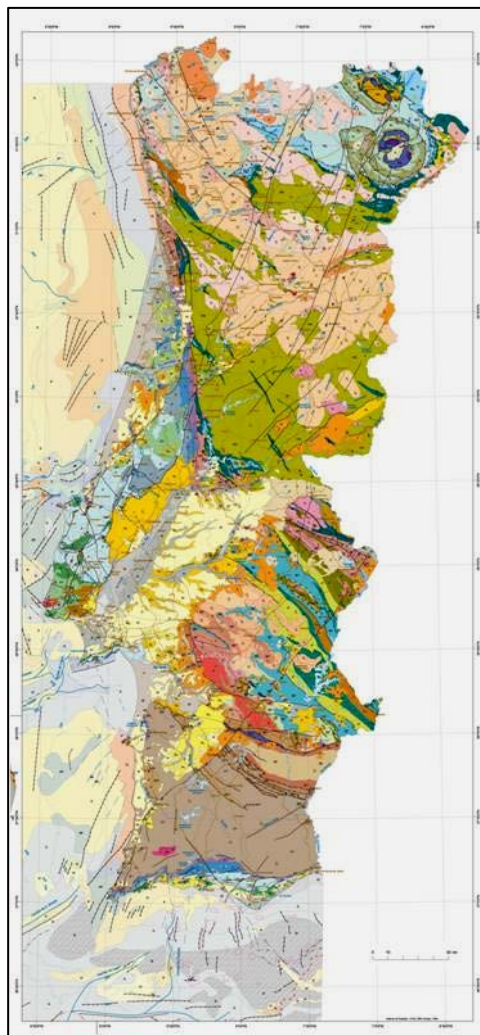


Fig. 2. Mapa geológico de Portugal: síntese a partir de dados obtidos nas diversas áreas geocientíficas (Geologia Estrutural, Paleontologia, Estratigrafia, Geofísica, Geoquímica). Adaptado do mapa geológico de Portugal à escala 1: 1 000 000 (LNEG-LGM, 2010).

Como o Mundo Natural não é feito de caixas separadas, na sua análise devem ser colocadas em destaque as várias abordagens disciplinares, da confluência de vários pontos de vista, levando à *interdisciplinaridade*. Esta não é mais do que qualquer forma de combinação entre duas ou mais disciplinas em que se supõe uma “...reorganização de conteúdos e um trabalho continuado de cooperação” (Pombo *et al.*, 1993, p. 13). Ainda segundo estes autores, a transdisciplinaridade é o “...nível máximo de integração disciplinar que se poderia alcançar num sistema de ensino. Seria a unificação de uma ou mais disciplinas tendo por base a explicitação dos seus fundamentos comuns [...] uma forma extrema de integração disciplinar” (*ibidem*). Como se percebe facilmente, sendo a Geologia constituída por diversas subdisciplinas, permite que os construtores do conhecimento geológico pratiquem facilmente a transdisciplinaridade. Esta também pode ser designada por intradisciplinaridade, se considerarmos a Geologia como uma única disciplina constituída por diversos conteúdos que se interrelacionam. Esta abordagem deverá igualmente ser transposta para os programas escolares forçando uma maior integração dos conteúdos tanto no 3º ciclo do Ensino Básico quanto no Ensino Secundário, como adiante se focará.

2. Onde aprender Geologia?

Existem múltiplas definições de literacia científica (Chagas, 2000) consoante a opinião do autor sobre o que é a Educação científica. De acordo com Aikenhead (2009), a literacia é um objetivo para a ciência escolar, sendo considerado um conceito cultural pois deve ser definido consoante as características da população e do grau de desenvolvimento de cada país.

Atualmente vários autores, também em Portugal (*e.g.* Marques *et al.*, 2001), defendem que não basta aprender conteúdos científicos, é importante saber como se faz Ciência, ou seja, a metodologia científica, saber aplicar esse conhecimento na resolução de problemas do dia-a-dia, ou mesmo do foro da cidadania, quer sejam locais ou globais, e reconhecer a importância da Ciência. De um modo geral e simples, poder-se-á assim considerar, nesta perspetiva, que alguém é cientificamente letrado ou culto se é capaz de compreender conceitos da Ciência, a natureza da Ciência, bem como reconhecer a relevância da Ciência e aplicar conhecimentos científicos na resolução de problemas do Mundo atual. No entanto, é importante não confundir estes objetivos com os dos currículos centrados nas *competências*, em que o modelo dominante de currículo é o da educação vocacional, marginalizando-se o conhecimento teórico (Wheelahan, 2010). O não acesso para todos ao conhecimento, é de particular injustiça e paradoxal numa Educação que tem como principal objetivo a literacia científica, logo a “Ciência para todos” (ME, 2001a).

A melhoria da literacia científica da população portuguesa tem sido um objetivo da Educação científica ministrada através quer dos programas oficiais das disciplinas de Ciências (a partir do 2º ciclo), da responsabilidade do Ministério da Educação, quer do programa *Ciência Viva* da responsabilidade da Agência

Nacional para a Cultura Científica e Tecnológica, organismo tutelado pelo Ministério da Ciência e do Ensino Superior (antes da sua fusão com o Ministério da Educação).

O reforço do ensino experimental nas escolas e a divulgação científica entre a população em geral com vista ao aumento dos conhecimentos científicos da população e à “humanização da Ciência” eram objetivos deste organismo. O programa *Ciência Viva*, quer ao nível da vertente do reforço do Ensino Experimental nas Escolas, quer das atividades dos Centros Ciência Viva e da Ciência Viva no Verão, permitiu colmatar falhas e deficiências do Sistema Educativo (Vargas, 2007; Santos, 2007) porque apetrechou as escolas com novos equipamentos e motivou os professores para a prática das atividades experimentais.

Como se conclui vão decorrendo tentativas de melhorar a literacia científica da população em diversos palcos e contextos de aprendizagem que passamos a clarificar.

Existem diversos critérios para definir as fronteiras entre os três contextos de aprendizagem (ou Educação como é vulgar este assunto ser abordado), que podem ser consultados, por exemplo, em Pinto (2007). À partida consideramos, para além dos contextos formal e informal, também o não-formal, de acordo com aquele e outros autores (*e.g.* Gadotti, 2005; Gohn, 2006; Morand-Aymon, 2007) e com a UNESCO (Ming & Fong, 1989), em oposição ao critério americano que considera apenas dois contextos: formal e informal (NRC, 2009). Assim, de acordo com os critérios e definições que consultámos, passamos a definir os três contextos de aprendizagem.

As atividades que decorrem em sala de aula desenrolam-se em contexto de aprendizagem formal, estando sujeitas a um programa institucional constituído por disciplinas que, por sua vez, abrangem conteúdos devidamente estruturados e sujeitos a avaliação. Têm carácter obrigatório para toda a população, no caso da escolaridade obrigatória, ou para quem se inscreve no caso de outro tipo de cursos, nomeadamente, os do ensino superior.

As atividades exercidas em contextos de aprendizagem não formal, podem decorrer em qualquer lugar, inclusive na escola. São também estruturadas e organizadas, sujeitas a um programa prévio, logo com objetivos expressos, mas não obrigatoriamente sujeitas a avaliação. Mesmo que inseridas no Sistema Educativo ou sugeridas pelos programas escolares, estas atividades não têm carácter institucional, estando a sua realização sujeita a propostas, projetos e disponibilidade dos intervenientes, como é o caso das sessões semanais dos Clubes de Ciências, ou das visitas de estudo a Museus de Ciência e Centros Ciência Viva, ou das saídas de campo no Ensino Básico e Secundário.

Por último, as atividades despidas de qualquer tipo de intencionalidade, definem-se (na Europa, porque nos Estados Unidos da América não é feita a distinção entre o não-formal e o informal, sendo tudo considerado informal) como informais. Estas dependem exclusivamente da vontade de quem aprende e não possuem estruturação nem obrigatoriedade ou avaliação. Podem ser realizadas voluntariamente através da visita a um Museu, a um Parque Natural, a um Aquário, da leitura de um livro ou revista, do visionar de um

documentário sobre a Vida Selvagem, da assistência a uma palestra, ou da conversa com um familiar ou amigo.

Assim, para a distinção entre os três tipos de contextos de aprendizagem, não interessa onde se realizam, mas se existe ou não intencionalidade, organização e avaliação. No entanto, há que admitir que as fronteiras são ténues e que as aprendizagens não-formais e informais contribuem cada vez mais para as aprendizagens formais. Se as aprendizagens são cada vez mais efetuadas ao longo da vida, há que considerar que se aprende do nascimento até à morte, através dos diversos contextos e das interações entre eles, sem interessar quando e onde (Coombs, 1989).

A Geologia aprende-se, hoje em Portugal, de diversas maneiras nos três contextos de aprendizagem e através das suas interrelações, fruto de vários fatores, como por exemplo, a escola, o interesse de cada indivíduo, a sua base familiar, ou do acesso ao conhecimento no local em que vive.

2.1. Contextos formais

Relativamente à aprendizagem de conteúdos de Geologia em contextos de aprendizagem formal, vamos aqui, apenas, considerar o 3º ciclo do Ensino Básico e o Ensino Secundário, em virtude do conhecimento e experiência profissional que temos. Na situação atual, os conteúdos de Geologia são lecionados a toda a população que frequente o 3º Ciclo, na área disciplinar de Ciências Naturais (CN). Situação igual não se passa no Ensino Secundário, em que são exclusivamente lecionados, aos alunos que frequentem o Curso científico-humanístico de Ciências e Tecnologias, e que escolham como uma das disciplinas bienais, a de Biologia e Geologia (*vide* Matrizes do Ensino Básico e Secundário no sítio da Direção Geral da Educação- <http://www.dgidc.min-edu.pt/> acedido em 10/06/2013).

Porém, esta situação é recente, pois a Geologia foi, durante as últimas décadas do século XX, remetida para um plano secundário, face às outras Ciências Experimentais. Durante muitos anos, os seus conteúdos, restringiram-se a simples abordagens no Ensino Básico, principalmente, na disciplina de Geografia, e a uma disciplina de opção do 12º ano, no Ensino Secundário. Lentamente, por via de sucessivas reestruturações/reformas curriculares, a Geologia tem ganho relevância quer no 3º ciclo do Ensino Básico, em que está presente principalmente no programa do 7º ano, quer no Ensino Secundário (Bolacha & Mateus, 2007a).

Contudo, e apesar de nos atuais programas do Ensino Secundário se constatar “... ganhos em termos de reconhecimento formativo e cultural da Geologia, relativamente a anteriores reformas curriculares”, como o facto de hoje ter o mesmo peso que a Biologia, persistem diversos problemas (Mateus, 2006; Bolacha & Mateus, 2007b). Estes prendem-se, nomeadamente com a extensão dos programas, a falta de

articulação entre as diversas unidades/temas e a pouco ambiciosa aposta num ensino mais prático, que integre e promova a realização de atividades de campo e experimentais, facilitadoras da compreensão da natureza da Geologia e do desenvolvimento de diversos tipos de raciocínios e capacidades. Acresce dizer que não existe uma disciplina de Ciências que faça parte da componente de formação geral de todos os cursos científico-humanísticos, o que seria desejável em virtude da importância que tem hoje a Educação e Cultura Científicas (*e.g.* Marques *et al.*, 2001). Estas não ficam de modo nenhum cumpridas no Ensino Básico, devendo ser, pois, desenvolvidas de acordo com a perspetiva de aprendizagem ao longo da vida (Cachapuz, 2007; p. 244). Ainda com a agravante de, no ano letivo de 2012/2013, a obrigatoriedade da frequência do Ensino formal ter sido prolongada até aos 18 anos de idade.

Seria natural que a Geologia e o conceito de planeta Terra, como um sistema dinâmico e aberto, ocupassem um lugar relevante em qualquer programa de aprendizagem que tenha por finalidades a literacia científica e o desenvolvimento de competências cognitivas diversificadas e complexas. Como atrás referido, estas duas finalidades são importantes fatores na formação de cidadãos responsáveis e interventivos num Mundo Global que lhes exige diariamente a resolução de problemas interdisciplinares e a diversas escalas.

No entanto, os atuais currículos (ME, 2001a; ME, 2001b), não apresentam o Sistema Terra como conceito global, revelando pouca articulação entre os diversos subsistemas, processos e fluxos de matéria e energia que neles decorrem. Quer nas orientações curriculares (ME, 2001b) e agora nas Metas de Aprendizagem da disciplina de CN (*vide* em <http://www.dgidc.min-edu.pt/> acedido em 10/06/2013), quer na componente de Geologia da disciplina bienal do Secundário (ME, 2001b), o conceito Sistema Terra, restringe-se a um item isolado.

2.2. Contextos não formais e informais

As aprendizagens em Ciência e, em Geologia, em particular, podem desenvolver-se ao longo da vida, em contextos formais, como são as escolas e as universidades, mas também, em contextos não formais e informais, para toda a população, sem exceções.

As atividades de aprendizagem não formal complementam as que decorrem no ensino formal, de modo a enriquecê-lo, reforçando modos alternativos de aprendizagem e, esbatendo diferenças sociais que se revelam no acesso ao conhecimento (Gadotti, 2005). Numa sociedade do conhecimento, o ensino não formal adquire maior importância devido à atualização e aquisição de novos conhecimentos e competências exigidas continuamente, mas também porque as suas atividades se apresentam, *a priori*, como mais estimulantes que as do ensino formal, pressupondo que existe uma maior motivação intrínseca para a sua execução. As atividades de aprendizagem não formal reforçam a socialização, a interação e o diálogo, a auto-estima e os interesses comuns (Gohn, 2006), podendo assim também fomentar a criatividade e o

pensamento crítico. Deve-lhes assim ser dada relevância (Cachapuz, 2007) num país cuja população e em especial, os alunos de 15 anos, continuam a ter um baixo nível de literacia científica (ME, 2001c; ME, 2007). Estes dados assentam no estudo internacional designado pela sigla PISA (*Programme for International Student Assessment*), que tem sido realizado em vários anos (2000, 2003 e 2006). O PISA (<http://www.gave.min-edu.pt/np3/157.html>, acedido em 10/06/2013) avalia os conhecimentos e competências dos alunos de 15 anos dos países da OCDE (Organização para a Cooperação e Desenvolvimento Económico), relativos à Leitura, à Matemática e às Ciências. A avaliação de 2006 incidiu especialmente sobre as Ciências.

O PISA define *literacia científica* como a capacidade de utilizar conhecimento científico, de identificar questões e tirar conclusões baseadas em evidências com vista à compreensão e à tomada de decisões sobre o mundo natural e as respetivas interações humanas. O PISA entende a Educação científica, abrangendo o conhecimento dos conteúdos científicos, o conhecimento das metodologias científicas, bem como o reconhecimento da contribuição da Ciência para a Sociedade. No nosso país e noutros com o mesmo tipo de Sociedade (principalmente os europeus), estes objetivos tanto podem ser atingidos em contexto formal, não formal ou informal, ou por interação entre os três. E, é isso mesmo que, mais à frente, corrobora o relatório (ME, 2007, p. 6), esclarecendo que o aspeto essencial do PISA é o de avaliar as competências que evidenciam o que os jovens de 15 anos sabem, valorizam e são capazes de fazer em contextos pessoais, sociais e globais. Enfatiza o mesmo relatório (*ibidem*), o facto de diferir daqueles que se baseiam exclusivamente e exaustivamente nos currículos oficiais, apesar de reconhecer o papel essencial do conhecimento, dos métodos, atitudes e valores que definem as disciplinas científicas.

Mais uma vez se entende que o PISA avalia aprendizagens que se desenvolvem nos três contextos de aprendizagem e por interação entre eles. Com efeito, a Ciência que se aprende na Sociedade atual, incluindo as suas aplicações e a sua natureza, não é só a dos conteúdos que fazem parte dos programas.

Quanto aos resultados, registou-se, em 2006, uma ligeira melhoria dos alunos portugueses relativamente aos dados obtidos em 2000 e 2003. É de realçar que os alunos dos 10º e 11º anos obtiveram resultados acima da média dos países da OCDE, sendo que o resultado global, abaixo da média, se fez à custa dos alunos do 7º, 8º e 9º, ou seja, dos alunos que passaram por episódios de insucesso escolar. É de destacar ainda que é na área científica “Terra e Espaço” (as outras são “Sistemas vivos” e “Sistemas físicos”) que os alunos portugueses sempre, desde 2000, obtiveram melhores resultados (ME, 2007, p.41).

Dado que a literacia científica se desenvolve em todos os “palcos”, será necessário, não só melhorar os currículos, mas também valorizar os espaços de aprendizagem não formal, tais como, parafraseando Cachapuz (2007, p. 247), os centros de Ciência, os documentários científicos televisivos, as páginas científicas de jornais e revistas, e acrescentamos, os Clubes de Ciência.

2.2.1. Os Clubes de Ciência

Tendo em conta que os alunos com piores resultados no PISA, são os que parecem valorizar mais o trabalho experimental, porque não fazê-lo preferencialmente nesses espaços, em que o ambiente é mais informal e em que os professores que orientam os projetos são os que se encontram mais motivados para a experimentação? Eles possibilitam o desenvolvimento de projetos de investigação sem que haja a limitação do tempo e, atendendo às motivações e dificuldades dos alunos.

Os Clubes incluindo os de Ciências, integram-se nas chamadas atividades extracurriculares que, como o nome indicia, não fazem parte das disciplinas ou áreas curriculares, realizando-se também fora do horário semanal de cada turma. São propostas por um professor ou grupo de professores que têm motivação para o funcionamento desses Clubes, e que apresentam ao Conselho Pedagógico e à Direção da Escola, um programa de atividades flexível, de acordo com os alunos a que se destina (nível de ensino e outras particularidades, como por exemplo, apresentarem dificuldades de aprendizagem em contexto formal). O horário é estabelecido e os alunos inscrevem-se por sua própria vontade ou também por sugestão dos professores. Os Clubes de Ciência, segundo Aparício (2010) têm objetivos precisos, como:

“... a ocupação dos tempos livres dos alunos, aliando o aspeto lúdico à aquisição de conhecimentos; o desenvolvimento de uma consciência científica e experimental; a partilha de opiniões e experiências; a exploração da atividade experimental; a aproximação dos alunos à Ciência, num ambiente descontraído, de convívio e de boa disposição, através de um ensino não formal” (p. 5).

Não se fique, no entanto, com a ideia de que num Clube de Ciências se desenvolvem apenas atividades experimentais. Tendo um carácter lúdico e descontraído, um Clube de Ciências tende a desenvolver atividades essencialmente práticas, entendendo-se, neste contexto (dos Clubes de Ciências), este termo - práticas - como aquelas atividades em que o aluno se encontra ativamente envolvido quer do ponto de vista motor, quer afetivo, quer cognitivo. Ou seja, e de acordo com Miguéns (1999),

“... são atividades em que os alunos interagem com materiais e equipamento, para planearem, observarem e interpretarem, na sala de aula, no laboratório ou em atividades de campo; atividades que podem envolver um certo grau de intervenção do professor e que incluem exercícios de observação, demonstrações, experimentações, experiências exploratórias e investigações” (p. 77).

São, por exemplo, desse tipo, atividades como a recolha e classificação de um conjunto de rochas, minerais ou fósseis para constituição de uma coleção, passando pela sua observação a diferentes escalas (da

microscópica à mesoscópica se as amostras tiverem sido recolhidas em afloramento), descrição e limpeza. A realização de trabalhos experimentais no Ensino da Geologia pode ter, como atividades, com vista à compreensão dos fenómenos reais, por exemplo, a simulação da formação de cristais em diversos ambientes terrestres, ou a simulação de processos geológicos de grande escala como a formação de montanhas, a formação de cones vulcânicos, a formação de *grabens* e *horsts* ou a fossilização (fig. 3) sempre manipulando diversas variáveis.



Fig. 3. Atividade experimental realizada num Clube de Ciências – simulação da formação de pegadas de dinossáurio (fotos gentilmente cedidas por H. Moita de Deus).

Os alunos que frequentam os Clubes de Ciências, tendo já motivação intrínseca para a sua frequência, poderão adquirir e desenvolver uma panóplia de capacidades e conhecimentos de acordo com os trabalhos e tarefas desenvolvidas. Em princípio, desenvolverão (ainda mais) o gosto pela Ciência podendo o mesmo vir a ter influência nas suas decisões profissionais futuras (Silva, 2009).

Particularmente para os alunos com dificuldades em contextos formais de aprendizagem, nomeadamente, os que estão sinalizados como apresentando Necessidades Educativas Especiais (NEEs), os Clubes podem motivá-los muito para as Ciências e o mesmo refletir-se no seu sucesso nas disciplinas científicas (Deus, com. pessoal).

2.2.2. A divulgação científica e o *Ciência Viva*

A divulgação da Ciência é tão antiga como a própria e essencial ao seu desenvolvimento, porque no mundo industrializado em que nos inserimos a literacia científica é fundamental quer para o crescimento económico dos países quer como suporte para uma efetiva cidadania. No entanto, o avanço do conhecimento científico, a hiperespecialização do conhecimento, a utilização de linguagem hermética e o

divórcio dos cientistas relativamente à comunicação social têm funcionado como obstáculos à assimilação da cultura científica (Antunes, 2003).

O atual Mundo global parece contradizer-se porque o cientista “hiperespecializado” que utiliza linguagem muito específica, ao analisar elementos de um sistema mais complexo terá que, posteriormente, reuni-los, com os seus colegas de outras áreas tão ou mais específicas como a sua, através do diálogo, para uma visão integrada do Sistema (Morin & Cyrulnik, 2004). Assim, ao cientista é exigido que se faça entender entre os seus pares, cientistas de áreas fronteiras à sua, mas igualmente que divulgue os seus resultados de investigação de modo claro, atraente, e perceptível ao cidadão comum, político ou economista, para que obtenha o financiamento necessário à prossecução dos seus projetos. A Ciência negocia “...a sua liberdade e autonomia [...] lucros e prestígio [...] em troca de financiamento, bolsas e subsídios” (Pombo, 2006; p. 147).

A divulgação da Ciência, tornou-se assim, hoje em dia, um importante tributo à Ciência sob diversas formas, e através principalmente de dois tipos de atores: os próprios cientistas (fig. 4) e os jornalistas.

Por meio de jornais e revistas, em papel, ou *on-line* comunicam-se resultados de investigações científicas, demonstra-se como se faz ciência, estimula-se a objetividade, ensinam-se conteúdos científicos de forma aliciante, utilizando para o efeito as mais sofisticadas técnicas de comunicação, conforme o suporte utilizado. Veja-se a título de exemplo o caso do *CiênciaHoje*, um jornal (on-line) de *Ciência, Tecnologia e Empreendedorismo*, como se intitula, que divulga muita da Ciência que se faz em Portugal e no estrangeiro (*vide* em <http://www.cienciahoje.pt/> acedido em 10/06/2013).

Muitas vezes criticados entre os seus pares por, supostamente, simplificarem os conteúdos veiculados, dois grandes cientistas Carl Sagan e Stephen Jay Gould marcaram a divulgação científica e a própria Ciência com a profícua escrita de textos científicos e documentários televisivos que produziram. Em Portugal, têm desempenhado igual papel, sem esquecer tantos outros divulgadores de Ciência, por exemplo, Máximo Ferreira, Fernando Catarino, Carlos Fiolhais e Galopim de Carvalho.

Segundo Michael Shermer (2002), Gould demonstrou que é possível *popularizar* a Ciência sem sacrificar os conteúdos (o rigor científico). O próprio dizia que escrevia do mesmo modo para os seus pares, apesar de na sua singular escrita sobressaírem referências à cultura popular, frases escritas noutras línguas e passagens bíblicas, conectando persistentemente as Ciências e as Humanidades (*ibidem*).

As diversas formas de divulgar Ciência, utilizadas com frequência em contexto de aprendizagem formal, favorecem as aprendizagens não formais e informais. Os professores dos diversos graus de ensino



Fig. 4. “Festa Darwin” (2009) na FCG: workshop “Como se faz uma montanha”(Foto gentilmente cedida por C. Marques da Silva).

utilizam, vulgarmente, documentários televisivos, artigos de jornais e revistas, adaptáveis à situação de ensino e aprendizagem.

Os professores realizam também visitas de estudo como sejam as saídas de campo, consideradas como forma de ensino formal ou não formal consoante o grau de ensino. No Ensino Superior, as saídas de campo que são frequentemente aulas obrigatórias, principalmente de disciplinas de Cartografia e de Geologia de Campo, não são normalmente obrigatórias em outras disciplinas quer do Ensino Superior quer no Ensino Básico e Secundário. E não sendo obrigatórias não podem ser consideradas como fazendo parte do ensino formal. Noutros países (*e.g.* Israel e EUA) tem sido feito um esforço para integrar atividades de ensino formal e não formal, como as saídas de campo, de modo a aproveitar as suas vantagens (*e.g.* Orion, 1993, 2003; NRC, 2009).

Em Julho de 1996, foi constituído em Portugal o programa *Ciência Viva*, como unidade do então Ministério da Ciência, Tecnologia e Ensino Superior, ao qual competiria apoiar ações para promover a educação científica e tecnológica na sociedade portuguesa, especialmente dos jovens e da população escolar dos Ensinos Básico e Secundário. Pretendia-se interessar os jovens pela Ciência, incrementar as vocações científicas e aumentar a literacia científica da população portuguesa, situada num lugar pouco digno entre os países da OCDE de acordo com os estudos do PISA (ME, 2001c, 2007).

Para perseguir os objetivos referidos, em 1998, foi constituída a Ciência Viva – Agência Nacional para a Cultura Científica e Tecnológica. Do programa *Ciência Viva* fazem parte três vetores fundamentais: *i)* um programa de apoio ao ensino experimental das ciências e à promoção da educação científica na escola, através de um concurso nacional de projetos de educação científica e de um programa de ocupação científica de jovens em laboratórios e unidades de investigação durante as férias; *ii)* a constituição de uma rede de Centros Ciência Viva, espaços interativos de divulgação científica para a população em geral; *iii)* a realização de campanhas nacionais de divulgação científica para estimular o associativismo científico e proporcionar à população oportunidades de observação de índole científica e de contacto direto e pessoal com especialistas em diferentes áreas do saber (*in* <http://www.cienciaviva.pt/cienciaviva/programa/> acedido em 10/06/2013). É, neste último vetor, que se inclui a *Geologia no Verão*.

A *Geologia no Verão* surgiu, pela primeira vez, em 1998, por iniciativa da Agência Nacional para a Cultura Científica e Tecnológica, tendo sido a segunda área científica, a seguir à Astronomia (1997), a estabelecer-se no programa *Ciência Viva no Verão*.

As atividades da *Geologia no Verão* são “visitas guiadas em todo o país que revelam como a História da Terra modelou as nossas paisagens” (*in* <http://www.cienciaviva.pt/veraocv/2012/maisinfo.asp> acedido em 10/06/2013). São parte integrante da aprendizagem não formal pois são atividades que decorrem fora do sistema formal, segundo um programa pré-estabelecido e, cujo fim é conduzir os seus potenciais clientes a atingir determinados saberes, sem que haja avaliação. A nosso ver não devem ser consideradas de

aprendizagem informal porque, fazem parte de um modelo institucional, seguem um programa prévio e são delimitadas no tempo e no espaço, apesar de a sua duração poder ser variável (Gadotti, 2005). Simultaneamente, surgem por vezes como forma de divulgação da investigação científica produzida a nível universitário, demonstrando a existência de uma continuidade entre investigação e divulgação (fig. 5).

O seguinte texto publicitário (de 2007) revela algumas das finalidades do programa da *Geologia no Verão*.

“Nas montanhas, nos vales, nas praias, nas minas, está a história da Terra.

Cada pedra, cada fóssil, é um livro aberto à curiosidade.

Os fósseis das calçadas, as pedras dos monumentos esperam por si.

Descubra como os acontecimentos do passado modelaram as paisagens de hoje e que seres vivos povoaram a Terra.

Saiba como se extraem os minérios e como se formam as nossas reservas de água.

Visite locais de interesse geológico na companhia de cientistas e técnicos especializados”

(in <http://www.cienciaviva.pt/veraocv/geologia/geo2007/> acedido em 10/06/2013).

Conjuntamente com os títulos das diversas atividades da *Geologia no Verão* decorridas, nos vários distritos do País, gratuitamente, para todas as idades e níveis de formação, este texto sugere que os seus objetivos são essencialmente de três tipos: *lúdico*, *epistemológico* e *conceptual*. Lúdico, porque grande parte das atividades se realiza no Verão e ao ar livre. O Verão (Julho-Setembro) é a época do ano em que maior número de portugueses passa férias. O facto de se realizarem ao ar livre reforça a ideia de que a principal atividade em Geologia é o trabalho de campo, e que o conhecimento geológico se constrói a partir do que se observa e descreve no campo (objetivo epistemológico).



A



B



C

Fig. 5. Geologia no Verão.

A-Cartaz publicitário do Ciência Viva no Verão (2012) revelando as características do programa e as várias disciplinas envolvidas.

B-Atividade de Geologia no Verão por elementos do LabGExp/Centro de Geologia- Erosão eólica, Guincho (Julho 2012).

C-Atividade de Geologia no Verão por elementos do LabGExp/Centro de Geologia com recurso à modelação análoga- Instalação do maciço ígneo de Sintra- Praia Grande (Julho 2012).

Relativamente aos conteúdos (componente conceptual), só uma análise das atividades e da sua planificação permitiria o seu conhecimento profundo. Contudo, infere-se que as suas diversas atividades permitem compreender algumas das particularidades desta área científica, como se prevê pelas imagens da figura 5.

O surgimento do *Ciência Viva no Verão* e o aumento do número de atividades e de áreas científicas que se tem verificado desde 1998, acompanha o aumento da visibilidade da Ciência, tendo adquirido um especial destaque na comunicação social (Costa *et al.*, 2002). Dentro da divulgação científica em Portugal, o *Ciência Viva no Verão* destaca-se como um “canal” inovador e ao alcance de todos que, no entanto, parece não ter atingido ainda todos os públicos a que se propunha (Conceição, 2008).

Os vinte Centros Ciência Viva (CCV) são caracterizados no sítio do Ciência Viva (*in* <http://www.cienciaviva.pt/centroscv/rede/>, em 10/06/2013) como “...espaços interativos de divulgação científica e tecnológica distribuídos pelo território nacional (incluindo Açores e Madeira), funcionando como plataformas de desenvolvimento regional - científico, cultural e económico - através da dinamização dos atores regionais mais ativos nestas áreas”. Destacamos um dos que mais se centra no conhecimento geológico e no planeta Terra, o CCV de Estremoz, simultaneamente polo da Universidade de Évora.

De acordo com informações que obtivemos (Alexis Soares, com. pessoal e informação *in* <http://estremoz.cienciaviva.pt/visitantes/index.asp?acao=showhistory> acedido em 24/07/2012) foi possível confirmar que o principal público que visita o CCV de Estremoz é o das escolas, em tempo letivo, o que deve ser comum para os outros Centros.

O CCV de Estremoz *oferece* várias atividades para as escolas, de que destacamos: visitas às exposições permanentes e temporárias, visitas às pedreiras e palestras em escolas dadas por profissionais de Geologia do Centro. Todas elas apresentam um carácter multidisciplinar, incluindo conceitos de diversas disciplinas (Geologia, Física, Biologia, Química, Geografia, Matemática, Economia e História e Filosofia das Ciências) como é possível concluir a partir da brochura enviada para as escolas no início do ano letivo (*in* http://www.estremoz.cienciaviva.pt/img/upload/actividades_layout_print_2012.pdf, acedido em 10/06/2013).

O Centro tem também disponíveis programas de formação contínua para educadores de infância, professores do 1º e 2º ciclo, creditados, o que vai de encontro a uma recomendação de Cachapuz (2007, p. 247) proferida no Seminário do Conselho Nacional de Educação (CNE), “Ciência e Educação em Ciência”.

3. Como aprender e ensinar Geologia?

Para elaborar um currículo ou seja um “conjunto de conhecimentos, habilidades e atitudes que são considerados importantes...” (Zabalza, 1998, p. 12), quer se trate de aprendizagem formal ou não formal, é necessário efetuar a sua seleção, sejam quais forem os objetivos que o norteiam. Mas para além disso, é importante ter em conta a natureza da Ciência, caso se trate de uma área científica, como é o caso. Deste modo, torna-se relevante conhecer os métodos e técnicas essenciais à produção do conhecimento próprio da área disciplinar, que deverão igualmente integrar o currículo.

Os pressupostos que desenham o currículo partem, em geral, de várias questões para justificar o que ensinar, como ensinar e porquê ensinar (*e.g.* Silva, 2000) estes e não outros conhecimentos, habilidades ou atitudes; entendidos nos programas de Geologia do Ensino Secundário sob as designações de: conteúdos conceptuais, conteúdos procedimentais e conteúdos atitudinais, respetivamente (*e.g.* ME, 2001b).

Nos itens anteriores tentou-se evidenciar a importância de se aprender Geologia na Sociedade Atual. Nos itens seguintes aborda-se a estruturação do conhecimento nos programas de aprendizagem, sugerindo-se e fundamentando-se alguns pressupostos.

3.1. Estruturação do conhecimento em Geologia

Têm surgido no ensino pré-universitário português tentativas de organização curricular quer ao nível do programa de cada disciplina (*e.g.* ME, 2001a) quer da matriz disciplinar de cada nível de ensino ou mesmo de cada ciclo de ensino, com o fim de estabelecer ligações transversais entre os diversos conteúdos e disciplinas (*e.g.* Áreas de Projeto) e de implementar metodologias que permitam o seu desenvolvimento.

Destacam-se nos atuais programas (ME, 2001a; ME, 2001b) referências a metodologias (*e.g.* resolução de problemas, trabalho de pesquisa, tomada de decisão, seleção e recolha de informação) que permitem o desenvolvimento de capacidades investigativas e a construção de teias de conhecimento entre diversos conteúdos e áreas do saber.

A preocupação relacionada com a descompartimentação e a transversalidade das matérias curriculares e disciplinares, e as metodologias atrás referidas inerentes a esta filosofia, aproxima os contextos formais de aprendizagem que têm que obedecer a um programa organizado, hierárquico e pré-estabelecido, dos contextos não formais. Estes, apesar de poderem seguir um programa organizado, o

mesmo não é rígido e pode ser adaptado ao público de cada sessão, de cada ano letivo, em suma, de cada caso.

É, no entanto, importante enfatizar que a procura de abordagens inter e transdisciplinares em ambos os contextos de aprendizagem, formal e não formal, não deve minorar a importância do domínio de um corpo de conhecimentos conceptuais e metodológicos que caracteriza cada área do conhecimento e que justifica que o currículo formal seja centrado nas disciplinas (Zabalza, 1998) e no conhecimento teórico (Wheelahan, 2010). Por outro lado, a definição clara de um conjunto de conceitos estruturantes que possam ser transversais ao currículo e/ou a cada disciplina (Pellaud *et al.*, 2006; De Vecchi, 1997), poderá melhor definir os conteúdos que são basilares e passíveis de avaliação externa em cada nível de ensino, e de possível aplicação a exemplos regionais, no que diz respeito, particularmente à Geologia.

3.1.1. Abordagens integradoras e sistémicas

A Terra é apresentada, de acordo com as recentes abordagens sistémicas que estão a *contaminar* a investigação e o ensino das Geociências, como um conjunto de subsistemas naturais e humanos que interagem através de fluxos ou ciclos de matéria e energia, permitindo uma visão mais holística da natureza da Ciência (Mayer, 2001; Mateus, 2006; Orion, 2007). É, assim, aconselhado o estudo integrado dos diversos ciclos terrestres de matéria e energia como, por exemplo, o ciclo tectónico e o ciclo hidrológico (*e.g.* Hamblin & Christiansen, 1998). Nesta perspetiva, destacam-se os processos geológicos como geradores e transformadores de materiais e estruturas geológicas ao longo do tempo e do espaço, numa dinâmica que interrelaciona fenómenos terrestres endógenos e exógenos. Também não são esquecidas as intervenções antropogénicas nos sistemas e ciclos terrestres de acordo com uma estratégia de aprendizagem que envolva necessariamente o conhecimento dos processos sem a intervenção humana, aliás como temos defendido (Bolacha *et al.*, 2006; Bolacha & Mateus, 2007b; Bolacha *et al.*; 2010).

Uma visão integrada do Sistema Terra permite igualmente a constatação de que o seu dinamismo provém de processos que acontecem a diversas escalas, por exemplo, durante intervalos de tempo muito curtos (*e.g.* a formação de tempestitos ou de tsunamitos –*vide* glossário), ou tão lentos que “precisam” de milhões de anos para produzirem os efeitos a partir dos quais são inferidos (*e.g.* formação de cadeias de montanhas).

Os atuais currículos nacionais de Ciências, bem como outros estrangeiros, nomeadamente o dos Estados Unidos (Whitmeyer *et al.*, 2007), contêm uma organização de conteúdos que não facilita a integração do conhecimento global do Sistema Terra, bem como das transformações que os seus elementos sofrem no tempo e no espaço nas diversas escalas. O conhecimento é fornecido em unidades que dificultam

a sua integração e o desenvolvimento de raciocínios reticulares e sistémicos. Por exemplo, nas orientações curriculares do 3º ciclo, a génese das rochas encontra-se dissociada da Tectónica de Placas e esta dos fenómenos externos (ME, 2001a). É deixado ao cuidado do professor a reorganização do currículo (*ibidem*), no entanto, muitos professores não sentem à-vontade nem possuem conhecimentos para levar essa tarefa a bom porto, seguindo a estrutura e abordagem do manual escolar adotado (Tormenta, 1996; Morgado, 2004; Bolacha, 2005).

Mais uma vez, esta visão clássica de estruturação do conhecimento em que, geralmente, se organizam conteúdos separando materiais e processos, tectónica de placas e ciclo das rochas, ou com limitadas ligações de integração, contraria as abordagens que se focam nos raciocínios sistémicos (Whitmeyer *et al.*, 2007; Mayer, 2001) e, que permitem entender melhor as interrelações entre as diversas esferas terrestres, os diversos ciclos e fluxos de matéria e energia que as atravessam e modificam ao longo do tempo e do espaço.

Complementarmente às capacidades de pensamento altamente organizado, o pensamento sistémico promove a capacidade de análise das diferentes partes de um sistema em simultâneo e nas diferentes escalas (da microscópica à macroscópica), podendo facilitar o estabelecimento de relações causa-efeito particularmente quando se trata de múltiplas causas e/ou múltiplos efeitos (Schumm, 1991).

Nem os diversos ciclos terrestres apresentam um significativo grau de interligação nos atuais currículos, nem é dada suficiente ênfase ao facto de se modificarem ao longo do tempo, sendo passíveis de evolução. A abordagem tradicional do ciclo das rochas sem relação com os ciclos fundamentais da dinâmica terrestre, o hidrológico e o tectónico (Hamblin & Christiansen, 1998), pode induzir a enquadramentos teóricos já ultrapassados como a Teoria do Geossinclinal, que adiante abordaremos.

Por outro lado, e devido à compartimentação de conteúdos e de subdisciplinas da Geologia, os ciclos tectónicos não são habitualmente abordados também por via da sua componente histórica, não sendo apresentados, integrando as Escalas de Tempo Geológico. Por outro lado, a História da Terra não é utilizada como pretexto para fazer a interligação entre as diversas Geociências (Marques *et al.*, 2001).

A história dos ciclos tectónicos começa, usualmente, com a fraturação da Pangea, de acordo com o conceito de deriva continental abordado por Alfred Wegener (1880-1930). Este conceito é central na hipótese deste geofísico e meteorologista alemão, que foi publicada em 1915 e traduzida, 20 anos mais tarde, para a língua inglesa sob o título *The Origin of Continents and Oceans*.

Tuzo Wilson (1908-1993), geofísico canadiano, reconheceria em 1966, aquando da consolidação da Teoria da Tectónica de Placas (TP) de que foi um autores, que a fragmentação da Pangea era apenas um episódio da história evolutiva dos continentes, tendo o supercontinente Pangea resultado da acreção de outros fragmentos continentais. O modelo que mais tarde se designou por *ciclo de Wilson*, em homenagem ao seu autor (Wilson, 1966), baseia-se na ideia de que algumas bacias oceânicas, apresentam uma história

cíclica de abertura, expansão e fecho seguida de colisão continental e, posteriormente, de abertura de novos oceanos.

Hoje, reconhece-se que os movimentos de placas, mesmo desde o Paleozoico até à atualidade, bem como fenómenos associados, foram, e são, muito mais complexos do que Wilson imaginara (Ribeiro, 2002; Whithmeyer *et al.*, 2007). No entanto, isso faz parte da evolução do conhecimento, que adiante aprofundaremos.

Mas, apesar de se saber, desde os anos 60-70 do século passado que a Pangea não foi o primeiro supercontinente, os materiais didáticos de apoio ao ensino formal continuam a privilegiar uma Tectónica de Placas sem história ante-Fanerozoica (ou mesmo ante-Mesozoica), e uma História da Terra assente fundamentalmente na Estratigrafia e na Paleontologia. Estas abordagens permitem que os alunos construam ideias sobre a movimentação dos continentes em desacordo com os modelos científicos atuais e, que apresentem dificuldades na resolução de problemas como, por exemplo, o que foi apresentado no Grupo I do exame do 11º ano de Biologia e Geologia (Prova 702), em Junho de 2012, com o título “Supercontinentes anteriores à Pangeia”, consultável no sítio do GAVE (*in* <http://www.gave.min-edu.pt/> acedido em 24/07/2013).

Com efeito, os itens dos exames do Secundário e os Testes intermédios quer do Secundário bem como do 9º ano, têm vindo a integrar os diversos conteúdos de Geologia, principalmente, no que diz respeito à Tectónica com a Estratigrafia e a História da Terra (*vide* em <http://www.gave.min-edu.pt/>). Não existem, no entanto, estudos que revelem o grau de integração dos conteúdos nas práticas dos professores ou nos materiais de apoio ao ensino.

Outro aspeto que importa salientar é que a visão mais atualizada da Tectónica de Placas engloba não só a litosfera e a astenosfera, mas todas as geosferas, como adiante daremos conta, colocando em destaque toda a dinâmica do interior da Terra (Anderson, 2006), em que são permanentes as transferências de matéria e energia responsáveis pelos fenómenos geológicos endógenos e exógenos. A sua interação vai modificando o planeta, na sua globalidade, ao longo do tempo geológico profundo (milhares de milhões de anos). Os documentos de ensino e divulgação deveriam, assim, evitar a separação de assuntos como a Tectónica de Placas e a constituição interna da Terra, sob os dois tradicionais modelos (químico e físico), e simultaneamente, destacando a interação dos processos geológicos em detrimento de descrições e memorizações mecânicas de conceitos sem qualquer objetivo relevante de aprendizagem.

Em suma, resta-nos sugerir, relativamente aos currículos formais, o acentuar da integração de conteúdos, de modo a promover as abordagens sistémicas no estudo da Terra, incluindo o Espaço Geográfico e o Tempo Geológico em que decorrem, e durante o qual acontecem fenómenos e processos geológicos, sejam eles de curta ou longa duração.

3.1.2. Conceitos estruturantes

Um qualquer currículo deve ter para além de uma estrutura integradora e sistémica, um esqueleto constituído por pontos de ancoragem a que se associam todos os assuntos que dele devem fazer parte de acordo com as finalidades traçadas, como por exemplo, o Desenvolvimento Sustentável preconizado por Pellaud *et al.* (2007).

A escola de Genebra (*e.g.* Gagliardi, 1986), desde há muito discute a necessidade de introduzir nos currículos alguns conceitos designados como estruturadores dos raciocínios e que podem ser transversais ao programa de uma disciplina ou mesmo das diversas disciplinas. Mais recentemente, também os anglófonos têm discutido o mesmo assunto, atribuindo-lhe designação com semelhante significado - *thresholds concepts* (Stokes *et al.*, 2007; Meyer & Land, 2003). Estes conceitos são caracterizados, no caso de não serem compreendidos, como obstáculos à aprendizagem e ao aprofundamento de conhecimentos de uma disciplina (Stokes *et al.*, 2007). Assim, se essa dificuldade for ultrapassada, os mesmos conceitos funcionarão como uma porta de entrada ao novo conhecimento. Considerados também como *organizadores* do currículo, eles são apresentados por Pellaud *et al.* (2007), como a estrutura do conhecimento essencial, necessário a uma Educação para a Sustentabilidade.

A designação *thresholds concepts* (*e.g.* Meyer & Land, 2003), tem por base a mesma preocupação: dotar as mentes de ferramentas cognitivas que contribuam para a literacia científica e para o aprofundamento das aprendizagens determinantes para a resolução de problemas.

Assim, uma aceitável definição para conceito estruturante será, toda a conceção transversal cuja construção ou reconstrução transforma a forma de pensar sobre um determinado assunto ou área disciplinar, permitindo a introdução e a compreensão de novos conhecimentos (*e.g.* Gagliardi, 1986). Esse assunto pode ser restrito a uma só disciplina ou, como referem Pellaud *et al.* (2007), ser transversal ao currículo como, por exemplo, os conceitos de Energia ou de Matéria.

Aqui, porque nos interessa especialmente a Geologia, considerámos que existem conceitos que estruturam a nossa visão do mundo (Gagliardi, 1986; Garcia Cruz, 1998) e a nossa forma de pensar para a compreensão dos fenómenos naturais e, em última análise, do planeta. Entender a Terra como um planeta dinâmico e evolutivo é uma ideia relativamente recente, inerente ao mobilismo introduzido pela Tectónica de Placas e ao conceito de Evolução que, após a Teoria de Charles Darwin contaminou todas as áreas do conhecimento. Porém, os conceitos de Evolução (e mudança) na dinâmica das placas litosféricas poderão ser melhor apreendidos através dos ciclos de Wilson com base nos exemplos atuais, designados como análogos modernos.

A Tectónica de Placas, como sendo um processo dinâmico e evolutivo é, por exemplo, explicada detalhadamente, por Ribeiro (2002), no capítulo *The Wilson Cycle Revisited* do seu livro *Soft Plate and Impact Tectonics*.

Ideias como as de Evolução e de Dinâmica ou Mobilidade (da superfície terrestre), foram, antes de aceites pela comunidade científica e generalizadas, obstáculos à evolução do conhecimento científico, *obstáculos epistemológicos*, assim, designados por Bachelard (2006). Não perceber hoje, que na Terra, processos internos e externos são complementares, ou não entender que existem grandes ciclos que se vão modificando ao longo do tempo e do espaço (Withemeyer *et al.*, 2007), constitui obstáculos à compreensão dos processos geológicos e de um planeta cujas muitas modificações são simultaneamente locais, e globais – *gloais* (e.g. Burbules & Torres, 2000). Mas esta visão exige compreender outros tantos conceitos estruturantes, como é o caso da Ciclicidade. Quer seja a dos fenómenos do dia-a-dia, como a alternância dos dias e das noites, ou dos fenómenos à escala global, como os *ciclos de Wilson*, ambas exigem, em simultâneo, a compreensão do Espaço Geográfico (dos milhares de quilómetros), e do Tempo Geológico longo (dos milhões de anos). Quer um quer outro destes dois conceitos, Espaço e Tempo, têm sido alvo de diversos estudos no Ensino da Geologia, pelas dificuldades de compreensão que normalmente acarretam (e.g. Dodick & Orion, 2003; Black, 2005) mas, também por permitirem o desenvolvimento de múltiplas capacidades cognitivas e de uma visão mais global e holística do mundo (e.g. Dodick & Orion, 2006; Kastens & Ishikawa, 2006).

Nos currículos portugueses das disciplinas que contêm conteúdos de Geologia, apenas são mencionados os conceitos estruturantes no programa do Ensino Secundário. É criticada por Marques *et al.* (2001) a sua não explicitação no programa de 3º ciclo do Ensino Básico. Estes autores veem os conceitos estruturantes como *fonte de relações entre as teorias*, permitindo ao professor *compreender os traços fundamentais: os paradigmas da disciplina* (p. 32) e, por ventura, ultrapassar os seus próprios obstáculos epistemológicos, ou seja, as suas conceções erróneas. No programa de Geologia do 10º ano, no *Módulo Inicial – Tema I* são considerados os seguintes conceitos estruturantes:

“- A Terra, como sistema resultante da interação de vários subsistemas (geosfera, hidrosfera, atmosfera, biosfera).

- As rochas como arquivos fornecedores de informações sobre o passado da Terra.

-O tempo geológico é um tempo longo – a Terra tem uma idade aproximada de 4 600 milhões de anos.

-A Terra é um planeta em constante mudança, tanto do ponto de vista biológico como geológico” (ME, 2001b, p.23).

Julgamos ser possível ir além de uma simples abordagem dos conceitos estruturantes, num capítulo introdutório do programa e, torná-los mais simples para melhor inteligibilidade. Para que se tornem o cerne

da disciplina será determinante que os conceitos estruturantes sejam transversais a todo o programa. É necessário que estejam presentes na abordagem dos diversos conteúdos específicos da disciplina; só assim poderão ser ultrapassados como obstáculos epistemológicos na forma de ver o Mundo e de resolver problemas, como terão sido ao longo da(s) História(s) da Humanidade e da Ciência (*e.g.* Garcia Cruz, 1998).

Se esses objetivos forem atingidos, será possível compreender a Terra como um planeta dinâmico e evolutivo, com fenómenos cíclicos e complementares que decorrem em unidades de tempo e espaço, muitos distintas, da micro à macroescala. É nossa convicção que se se atingir esse nível de entendimento, então será mais fácil perceber que os humanos não são mais do que um dos elementos do Sistema Dinâmico e Aberto (*e.g.* Ribeiro, 2002) em que vivem, que surgiram há bem pouco tempo na História da Terra. Evitar-se-ão também as abordagens antropocêntricas.

Pelas razões apontadas consideramos que devem ser conceitos estruturantes, no ensino de qualquer currículo de Geologia (e quiçá de outras áreas do conhecimento), centrado nos processos e fenómenos geológicos: a **Dinâmica** da Terra como sinónimo de transformação e mudança; a **Evolução** da Terra e dos fenómenos geológicos; a **Ciclicidade** dos fenómenos geológicos, a **Complementaridade** entre fenómenos geológicos, quer sejam internos quer externos; o **Tempo (Geológico)**, qualquer que seja a sua duração; e o **Espaço**, qualquer que seja a sua extensão. Estes dois últimos conceitos são intrínsecos a todas as outras características/conceitos estruturantes relativos à Terra e aos fenómenos que nela decorrem (*vide* esquema da fig. 6).

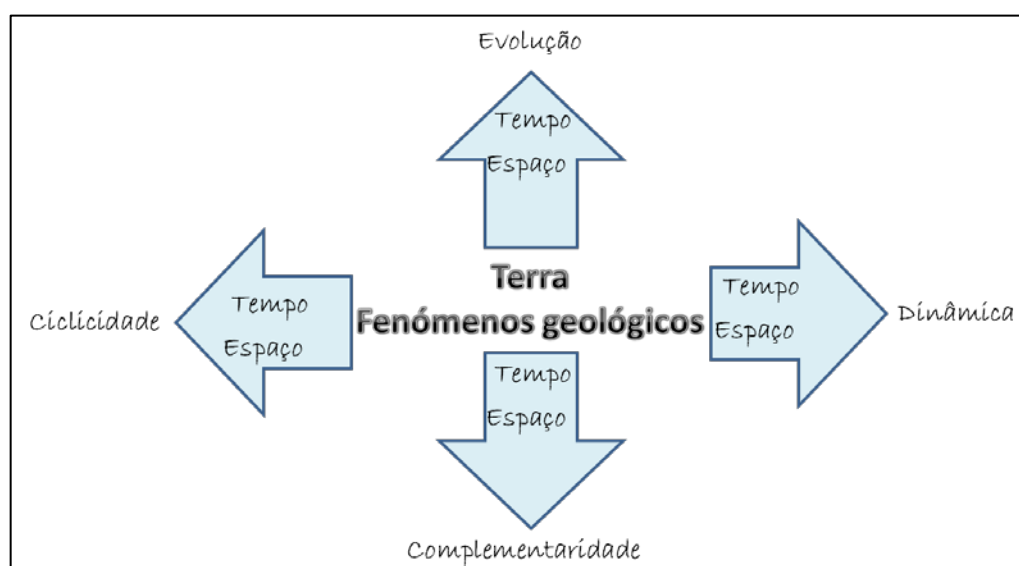


Fig. 6. Os seis conceitos estruturantes (Espaço, Tempo, Dinâmica, Evolução, Ciclicidade e Complementaridade) que deveriam constituir a coluna dorsal de um currículo de Geologia centrado nos fenómenos e processos geológicos.

É de salvaguardar, no entanto, que um currículo centrado nos processos, não pode deixar de fora a caracterização prévia dos materiais por eles transformados, nomeadamente através da sua observação e

descrição em diferentes escalas, bem como os critérios e propriedades que determinam a sua sistematização e relação com os processos petrogenéticos, devidamente enquadrados pela Teoria da Tectónica de Placas (Bolacha & Mateus, 2007b).

Aqueles conceitos estruturantes deveriam, assim, ser contemplados e constituírem a coluna dorsal de qualquer programa de ensino formal (ou não formal) que tenha por fim formar cidadãos (geo) cientificamente letrados, entre os quais está o futuro cientista e o cidadão comum; um e outro, interventivos na Sociedade em que vivem.

3.2. Métodos e técnicas de construção do conhecimento geológico

A Geologia, nunca é de mais reforçar, apresenta particularidades distintas das outras ciências que podem transformar-se em obstáculos ao conhecimento. Em Geologia, como nas outras áreas científicas, para ensinar é necessário um domínio amplo de conhecimentos e a interiorização da natureza e dos processos de construção da Ciência. Assim sendo, os programas curriculares devem ter como sugestões de estratégias e atividades, os métodos que habitualmente são utilizados na construção do conhecimento geológico. A observação, a descrição e a medição são métodos prioritários em qualquer programa de Ensino formal de Ciências, logo devem ser iniciados o mais cedo possível, de preferência no primeiro ciclo. Mas a eles devem vir associados a realização de pequenas pesquisas, no campo, na sala de aula e no laboratório, ou num ambiente versátil, como preconiza Orion (2001), que envolva a testagem e a manipulação de variáveis, logo, que envolva a experimentação.

Na construção e na comunicação da Ciência, utilizam-se analogias e modelos. Uns e outros devem ser imprescindíveis a qualquer programa de Ensino e, especialmente, de Geologia, desde que utilizados com cuidado e discutidas todas as suas limitações.

O trabalho de campo, a experimentação, as analogias, a modelação, são metodologias utilizadas na investigação geológica e, que confluem, contêm, delimitam ou verificam a modelação análoga. É delas que damos conta nos próximos itens.

3.2.1. O Campo

Contrastando com as outras Ciências, designadas também como experimentais, a Geologia não se centra na experimentação, apesar da sua relevância (Frodeman, 1995). O trabalho de campo é de longe a

atividade principal em Geologia, a pedra de toque, o âmago desta Ciência. A Geologia começa geralmente no campo; é aí que se observam, descrevem e medem objetos (rochas, fósseis, etc.) e estruturas (dobras, falhas, xistosidade). A investigação tem início à escala do afloramento, a mesoescala, prosseguindo depois, ainda no campo, no gabinete do geólogo ou em laboratório, para escalas maiores ou menores, consoante os objetivos da investigação.

Os dados geológicos, recolhidos no campo e tratados e validados em laboratório, ou com auxílio de técnicas diversas, são, contudo, fragmentados e incompletos, exigindo a construção de inferências e extrapolações que dependem da experiência e da intuição do geólogo (Moore & Twiss, 1995).

A construção e interpretação de cortes geológicos (fig.7) são um dos exemplos de como os geólogos inferem e reconstituem formações geológicas em que existem lacunas espaço-temporais, por exemplo, de origem erosiva (*e.g.* inconformidades; *vide* glossário). A este propósito é de salientar que o espaço em Geologia é, frequentemente, sinónimo de tempo, quer se trate de dimensões verticais, interpretadas pelo princípio da sobreposição, quer se trate de dimensões horizontais que poderão corresponder a afastamento ou sobreposição de continentes, terrenos e/ou fenómenos decorridos no passado.

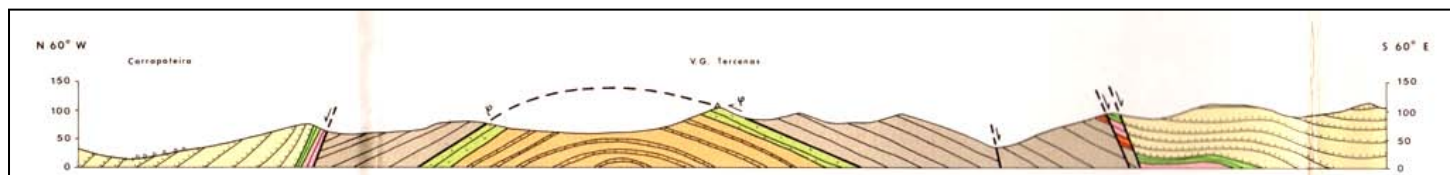


Fig. 7. Corte geológico - o tracejado corresponde ao que será sido erodido e reinterpretado pelos geólogos. *In* Ribeiro *et al.* (1987).

O estudo dos sistemas e processos geológicos, ao nível dos afloramentos e das paisagens de determinadas regiões, exige também a reconstituição mental dos processos que os mesmos terão sofrido no tempo e no espaço (fig. 8); o mesmo será dizer, a construção e reconstrução mental de modelos a 4D (incluindo a dimensão temporal), o que estimula a imaginação e a criatividade (Andrews, 1998).

Como refere Mattauer (1998), são os testemunhos “petrificados” que se encontram no campo, frequentemente deformados, que “nos permitem viajar no tempo e assistir à abertura de oceanos já desaparecidos ou à construção de cadeias de montanhas já arrasadas”. A reconstituição destes fenómenos “invisíveis”, que apenas deixaram pistas, são peças de “puzzles” difíceis de encaixar para o cidadão comum que não iniciou essa aprendizagem, bem como o contacto com os métodos da Geologia, em contextos precoces de ensino formal.

Lamentavelmente, o trabalho de campo não é uma estratégia/atividade obrigatória nos programas de Ensino em qualquer dos níveis (Básico ou Secundário) nem em qualquer das disciplinas de Ciências, pelo que não é valorizado em consonância com a panóplia de aprendizagens que no campo e através dele podem ser

desenvolvidas. Marques *et al.* (2001, p. 25), apontam, neste sentido, algumas críticas às Orientações Curriculares do 3º ciclo (ME, 2001a).

Orion (2001) destaca os seguintes objetivos do trabalho de campo como estratégia de aprendizagem formal: *i)* aprender conteúdos básicos por interação com o ambiente (incluindo os objetos e os fenômenos naturais presenciáveis); *ii)* aprender métodos de trabalho no campo. A estes deve acrescentar-se a compreensão das limitações do trabalho de campo, como: *i)* a descontinuidade dos afloramentos e do registo geológico; *ii)* a necessidade de se realizarem inferências e extrapolações para a reconstituição de paleoambientes e de fenômenos passados; *iii)* a necessidade da reconstrução mental de objetos e fenômenos geológicos nas 3 dimensões do espaço, a partir quase sempre de poucas provas. Contudo, cada uma destas dificuldades pode levar ao desenvolvimento de capacidades cognitivas complexas.

Apesar das suas múltiplas vantagens, principalmente, no Ensino da Geologia, a realização do trabalho de campo, deve ser feita apenas se for relevante em termos de aprendizagens. Para tal, é necessário que os professores estabeleçam objetivos precisos e façam a planificação prévia da atividade incluindo objetivos, aspetos e tarefas a desempenhar em cada paragem/afloramento.

A este respeito, Orion (2001) apresenta exemplos de atividades que devem ser ou não realizadas no campo, ou complementadas noutro local, como a sala de aula ou o laboratório. Um dos exemplos que aponta é o da interpretação de uma superfície de falha, que deve ser feita “através da interação direta no terreno”, enquanto a capacidade de identificação das rochas necessária a essa interpretação, deve ser desenvolvida, segundo o mesmo autor (*ibidem*, p. 103) na sala de aula ou no laboratório.

Para que a saída de campo seja considerada como parte integrante do currículo, logo do ensino formal, e para evitar o “efeito novidade” (*novel space* no original), o mesmo autor (Orion, 1993) propôs um modelo com três fases (fase 1- antes da saída, fase 2- saída de campo, e fase 3- pós-saída de campo). O princípio orientador do modelo é a progressão gradual a partir de níveis concretos do conhecimento para os níveis mais abstratos (*ibidem*, p.103).

Veremos mais adiante como integrar o trabalho de campo num conjunto de atividades, em que se insere também a modelação análoga e, que é orientado com vista à resolução de um problema concreto de Geologia regional.



Fig. 8. Para além das medições que efetuam, os geólogos observam os afloramentos de diversos ângulos para, neste caso (Praia de Mouranitos, Costa Vicentina) reconstituírem a 3D o objeto e movimentos associados.

3.2.2. A Experimentação em Geologia

O sistema Terra integra subsistemas que, apesar de possuírem similitudes, apresentam singularidades caracterizadas por processos que podem decorrer durante muito tempo ou ter um desfecho súbito. Muitos desses fenómenos/processos geológicos não são nem repetíveis nem reversíveis (Schumm, 1991), dificultando a sua reprodutibilidade em laboratório e, exigindo que as inferências se efetuem para casos específicos, desaconselhando-se a sua generalização (*ibidem*). Apesar desta e de outras vicissitudes por que passa, desde a sua fundação, a Geologia é uma Ciência Experimental, porque a experimentação é um dos métodos de construção do conhecimento geológico, como adiante exemplificaremos.

João Caraça (2007), físico, ex-diretor do Serviço de Ciência da Fundação Calouste Gulbenkian, reconhece que não é fácil compreender o que é a experimentação. Daí a enorme confusão que surge nos programas e em materiais didáticos e, que levou a algumas definições, nem sempre claras. Aplicando as ideias deste autor podemos afirmar que a experimentação permite reproduzir parte da natureza, utilizando instrumentos e materiais, isolando e testando alguns dos seus fatores, que denominamos variáveis, e que são *os que nos interessam* (*ibidem*, p. 32) em determinado momento. Há quem compare a experimentação com o trabalho de campo quanto ao tipo de observação que é realizada, considerando como passiva a que se realiza no campo, e como ativa a que é feita através da experimentação (Oreskes, 2007, citando Daubrée).

Na experimentação científica, para que seja profícua, é necessário preparar tudo com imenso rigor, e repetir as vezes que forem necessárias (Cloos, 1955), até obter também, por diversas vezes, o mesmo resultado, permitindo a sua reprodutibilidade. No ensino, este trabalho do “repetir vezes sem conta”, deve ser feito previamente pelo professor (Bolacha *et al.*, 2006), como também já aconselhava Rómulo de Carvalho nos anos sessenta do século passado (Crato, 2006), qualquer que seja o modelo de ensino que enquadre a atividade.

Muitas vezes, por diversas razões, como a segurança, a falta de tempo e de materiais, os professores optam por uma atividade simplesmente demonstrativa. No entanto, esta metodologia não implica um ensino transmissivo, podendo apresentar-se como uma atividade do tipo Prevê-Observa-Explica (POE) (White & Gunstone, 1992; Gunstone & Mitchell, 1998) que, também, pode ser integrada num modelo de ensino baseado em investigações e resolução de problemas.

O método POE, já referido em Bolacha *et al.* (2006), obriga o aluno a comparar os resultados da atividade com a previsão que efetuou, antes da experimentação, permitindo-lhe refazer o seu quadro conceptual (a metacognição), para além de desenvolver capacidades de observação, descrição e explicação.

Quando as atividades POE se integram numa metodologia de ensino em que o professor assume o papel de orientador, terão de ser os alunos a repetir a experiência por diversas vezes, fazendo variar os fatores que pretendem investigar e daí tirar todas as ilações.

Qualquer que seja a metodologia que adotem, os professores devem ter em mente os objetivos pretendidos quando implementam uma atividade experimental em sala de aula, não a utilizando nem esporadicamente, nem como uma panaceia, como infelizmente é frequente acontecer (Praia, 1999). De qualquer modo, se a atividade experimental tiver como objetivos centrais: o que defende Hodson (1994) e autores portugueses que o citam (e.g. Praia, 1999; Miguéns, 1999): *aprender Ciência, aprender a natureza da Ciência, aprender como se faz Ciência*, interessa que os alunos estejam envolvidos na atividade experimental, mesmo que “apenas” cognitivamente. Parafraseando Gil (1999) é, ao espírito “*hands-on*” que a experimentação começa por apelar. O mesmo será dizer que a experimentação serve de motivação para a aprendizagem da metodologia e dos conteúdos científicos, mas a verdadeira aposta deve ser feita no “*minds-on*”, através da curiosidade e do questionamento que a observação e a teoria prévia devem conduzir. Não estamos, assim, aqui a considerar, o desenvolvimento de capacidades motoras que também é apanágio das atividades “*hands-on*” (em português, mãos na massa), porque não é esse o principal objetivo deste trabalho, até porque o ideal será a fusão dos dois aspetos.

A experimentação pode ser realizada em qualquer local, inserindo-se no trabalho laboratorial, no trabalho de campo ou em qualquer outro tipo de atividade (Leite, 2001; Bolacha *et al.*, 2006), como por exemplo, de divulgação científica, de acordo com o local em que se realiza e o contexto de aprendizagem (formal ou não formal).

Sendo uma metodologia intrínseca à própria Ciência e, apesar de ser, por vezes, desacreditada por diversas razões (Dourado & Leite, 2008), entre as quais estão a falta de formação dos professores (fig. 9) e problemas intrínsecos a cada escola, é hoje consensual que a experimentação (sinónimo de trabalho experimental) é necessária (e porque não obrigatória?) no Ensino das Ciências (Praia, 1999). Falta ainda segundo este autor (*ibidem*, p. 57 e 58), “[...] desenvolver materiais curriculares alternativos dado que os empregues habitualmente resultam inadequados para aproximar o aluno da atividade científica”. Ou então “[...] melhorar a qualidade dos materiais de apoio, como são os manuais escolares”, visto que é a eles “[...] que os professores mais recorrem quando planificam a sua atividade docente” (Afonso *et al.*, 2011, p. 70 e 71).



Fig. 9. Ação de formação de professores sobre atividades experimentais em Geologia (2005-FCUL): os professores lamentam a falta deste tipo de ações (Deus *et al.*, 2006).

Como veremos no cap. III, a experimentação em Geologia começou, em termos históricos, por se desenvolver através de duas linhas de investigação distintas, apesar de, por vezes, os protagonistas serem os mesmos: uma que tinha como objetivo *produzir* minerais e rochas em laboratório, e que teve início antes da individualização da Geologia. Primeiro os alquimistas (numa fase que podemos claramente classificar como pré-científica), depois os mineralogistas, e só mais tarde os geólogos, tinham, como objetivo, a produção em laboratório, ou em fornalhas, dos mesmos materiais que a Natureza produzia (Newcomb, 2009). Na outra linha, o objetivo era reproduzir ou imitar a produção de estruturas de diversas dimensões, desde falhas e dobras até cadeias de montanhas.

Nos programas curriculares dos diversos níveis, há por tradição uma menor ênfase no trabalho experimental em Geologia do que nas outras Ciências, o que se explica em parte pelo carácter da disciplina, atrás referido, em especial a enorme dificuldade em planificar experiências cientificamente corretas de processos geológicos que demoram milhões de anos a acontecer. O ceticismo relativo à experimentação na Geologia tem-se manifestado também no Ensino da Geologia, com a agravante de que algumas das atividades apelidadas de experimentais que constam dos programas, efetivamente não o são. Têm um carácter meramente descritivo, sem uma contextualização investigativa, sem um controlo e manipulação de variáveis, tipo receita de bolo, não permitindo o desenvolvimento de capacidades cognitivas de maior complexidade e a aprendizagem de um largo espectro de conteúdos, como já tinha sido referido em Bolacha e Mateus (2007b) relativamente aos programas do Secundário (ME, 2001b, 2003, 2004) e corroborado por Afonso *et al.* (2011) no Ensino Básico.

As atividades verdadeiramente experimentais que os programas curriculares sugerem, ou que podem, com algumas modificações, tornar-se experimentais, nomeadamente com a introdução de uma questão problemática e a identificação de variáveis, podem subdividir-se, como referimos para a experimentação em Geologia, em dois grupos. No primeiro inserem-se as que abordam *i)* os processos de produção de cristais de diversas substâncias, que existem na natureza sob a forma de minerais; enquanto no segundo grupo, integram-se todas as atividades de *ii)* reprodução de estruturas como falhas e dobras e a uma outra escala, cadeias de montanhas, e ainda *iii)* a formação de fósseis.

Em ambos os casos, para se denominarem processos experimentais terão de considerar a manipulação e o controlo de variáveis. Mas há outro aspeto que tem que ser satisfeito para que *caiam na* experimentação em Geologia; as relações entre o processo realizado em laboratório e o processo real (geológico) que ele imita (*Vide* ME, 2003; por exemplo, p. 31). Se isto não acontecer, então não se trata de experimentação geológica, mas tão só de experimentação em Química e/ou em Física.

É de destacar pela positiva, no programa do Secundário as chamadas de atenção para o professor, no que diz respeito à importância do estabelecimento de analogias nas atividades que *imitam* o processo geológico (*e.g.* ME, 2003; p. 31 e 33). Falta, no entanto, destacar o processo cognitivo da extrapolação entre

o processo experimental e o processo geológico real que os alunos devem fazer, para que efetivamente compreendam o Mundo natural. É isso que se pretende.

3.2.3. Analogias em Geologia

O termo analogia tem origem na palavra grega αναλογία -que significa proporção. Para além de ser utilizada no dia-a-dia, a analogia tem relevância em diversas áreas do Saber, das Ciências às Humanidades, passando pelo Direito.

A analogia é um processo cognitivo de transferência de informação ou significado de um caso particular para outro caso particular. É, genericamente, uma relação de semelhança entre objetos diferentes, quer em termos físicos, quer causais, de função. No entanto, em cada área do conhecimento, a analogia assume um significado que, em alguns casos, é ligeiramente diferente deste. Na Biologia, a analogia é definida como uma relação entre estruturas anatómicas que são similares quanto à função, mas não quanto à estrutura ou origem; é o caso das pernas de um vertebrado e das patas de um inseto, que são semelhantes quanto à função que desempenham, a deslocação, mas fisicamente diferentes.

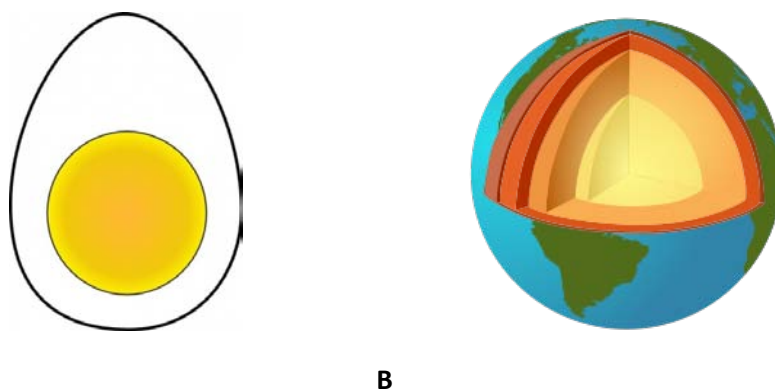
No Direito, a analogia é a aplicação a um caso não previsto na lei que regula casos semelhantes. É o que se designa por raciocínio por analogia que, tal como em Geologia, é um raciocínio através do qual se infere, a partir de uma semelhança comprovada, uma semelhança não comprovada. Não há dedução, há apenas inferência.

Também nas Ciências Cognitivas, se tem revelado um interesse crescente na analogia como meio através do qual se fazem inferências sobre experiências, fenómenos ou situações novas, aplicando o conhecimento que já existe e foi compreendido (Nersessian, 2008; p. 135).

Na comunicação, em geral, a analogia tem uma longa história de aplicação, na retórica política, em interpretações religiosas, na argumentação filosófica e até no discurso científico. Neste, para além do papel na comunicação, as analogias são mesmo mecanismos de construção e evolução do conhecimento científico (Dagher, 1998).

No Ensino, considerando a aprendizagem como um processo pessoal de construção do conhecimento, a analogia é uma ferramenta útil na reconstrução dos quadros conceptuais dos alunos (*ibidem*, p. 196). Os investigadores desta área distinguem, genericamente, duas funções para o papel da analogia nas aprendizagens: *i)* a comunicacional, ou analogia simples, e *ii)* a inferencial ou analogia preditiva. A analogia simples é utilizada para estabelecer relações de similaridade entre duas situações ou objetos, tornando mais familiar o objeto desconhecido. Constrói-se uma analogia simples (fig. 10) quando, por exemplo, se utiliza a estrutura do ovo (casca, clara e gema) para descrever a estrutura da Terra (crosta, manto e núcleo). A

analogia preditiva permite o estabelecimento de similaridades, entre duas situações, com base em outras já conhecidas, como adiante se exemplificará.

**A****B**

-Fonte:Wikipédia-

http://pt.wikipedia.org/wiki/Estrutura_interna_da_Terra
(em 23-08-2012)

Fig.10. Analogia simples entre a constituição interna do ovo da galinha (A) e a constituição interna da Terra (B), que já é, em si, um modelo (químico neste caso). O que é similar entre os dois é apenas a dimensão relativa entre as zonas do ovo e as geosferas terrestres-crosta, manto (superior e inferior diferenciados pela cor) e núcleo. Se não for tornado claro o que se está a comparar, a analogia pode levar à construção de concepções erradas.

É frequente colocarem-se algumas reservas à aplicação de analogias simples, porque entre o objeto original e o análogo, apenas existem alguns aspetos semelhantes. Consequentemente, uma focagem nos aspetos ou relações irrelevantes, entre os dois objetos, pode conduzir a falsas predições ou generalizações, e a concepções erradas ou alternativas (=conhecimento enviesado relativamente ao conhecimento científico que se pretende que os alunos aprendam). Por sua vez, um destaque exagerado das relações de semelhança entre o objeto original e o análogo, pode comprometer aprendizagens mais complexas relativas ao primeiro.

Diversos modelos de aplicação de analogias no Ensino, propostos por vários investigadores podem ser consultados por exemplo, em Dagher (1998) ou, em língua portuguesa, no artigo de Duarte (2005). Em qualquer um dos modelos, há a preocupação de se introduzir a analogia com cuidado, de forma planeada e objetiva e, de *a posteriori*, sinalizar concepções erróneas que poderão ter sido construídas à sua custa.

Ressalva-se que não cabe neste estudo a opção por um modelo de ensino, mas dar, simplesmente, a perceber qual a importância do uso de analogias na Geologia e nas aprendizagens de conteúdos geológicos.

A Geologia é um bom exemplo de como a analogia é importante no processo de construção do conhecimento científico. Em Geologia, a explicação de acontecimentos passados e a previsão de acontecimentos futuros requiere, com frequência, um tipo de raciocínio por analogia. Este reconhece as semelhanças entre diferentes aspetos de objetos, estruturas, processos geológicos. A analogia é a base da explicação e da extrapolação em Geologia (Schumm, 1991).

A construção do conhecimento geológico tem como princípio básico, o princípio do atualismo ou também denominado princípio das causas atuais que se baseia no raciocínio por analogia. Este princípio sustenta a atividade científica e é normalmente inquestionável. Fundamenta hipóteses e raciocínios e permite compreender como é construído o conhecimento geológico (Engelhardt & Zimmermann, 1988).

O princípio do atualismo, da autoria de geólogos alemães do princípio do século XIX, é uma modificação do princípio do uniformitarismo. Este último considera que as forças físicas, responsáveis pelos processos e fenómenos geológicos, mantêm-se qualitativa e quantitativamente iguais, no passado, presente e futuro, enquanto o princípio do atualismo reconhece que as mesmas forças se mantêm apenas qualitativamente iguais, podendo variar em intensidade (*ibidem*). Terá sido Von Hoff (1771-1837), a reconhecer que as causas geológicas não seriam uniformes, argumentando que o vulcanismo já teria sido mais intenso que na atualidade, e os eventos vulcânicos mais intensos e por vezes diferentes dos atuais. Toda a atividade vulcânica terrestre veio a diminuir com o passar do tempo (Engelhardt & Zimmermann, 1988, p. 317). Àqueles fenómenos podemos juntar outros, desconhecidos à época, *raros e violentos*, considerados até catastróficos, mas que têm acontecido ao longo da História da Terra, como o impactismo ou as grandes e repentinas inundações (Ager, 1993). Afinal, Charles Lyell (1797-1875) fundamentou os seus métodos no *princípio das causas reais* (o termo inglês *actual* significa real, verdadeiro) para afastar as invocações às forças sobrenaturais (Courtillet, 1999), abrindo o seu princípio aos processos conhecidos mas também aos que não eram conhecidos na época.

Através do princípio do atualismo, estabelecem-se relações de semelhança entre efeitos geológicos, à partida diferentes, porque separados no tempo. Enquanto as relações causa-efeito dos fenómenos atuais podem ser comprovadas por observação direta, as dos fenómenos passados não podem, deste modo, ser comprovadas. Só podem ser inferidas através da aplicação do princípio do atualismo, pressupondo que as causas presentes e passadas terão sido as mesmas. Lyell terá adotado este princípio, tornando-o emblemático através da conhecida frase: “the present is the key to the past”, o presente é a chave para o passado.

Para aplicarem o princípio do atualismo, os geólogos precisam, assim, de conhecer exemplos atuais, que permitem, estabelecer relações causais por observação direta. A esses exemplos chamam, por esta razão, de análogos modernos ou de “realidade visível”. A analogia é, assim fundamental em Geologia, alicerçando explicações de acontecimentos passados e previsões de acontecimentos futuros que, de outro modo, seriam impossíveis ou pouco rigorosas.

Sendo o princípio do atualismo, a base da investigação geológica, é também fundamental no Ensino da Geologia. Porém a sua aplicação exige, para além do raciocínio por analogia, raciocínios causais, e historicamente orientados ou temporais, porque a maioria dos processos geológicos, que se reconstitui através do princípio do atualismo, decorreu durante grandes intervalos de tempo e/ou há muito tempo

(Schumm, 1991). Assim, a aprendizagem da aplicação do princípio do atualismo permite o desenvolvimento de capacidades cognitivas complexas, permite compreender conteúdos científicos, a natureza da Ciência (a Geologia), e como se constrói esta Ciência (novamente a Geologia).

O saber estabelecer relações entre causas e efeitos geológicos deve ser primordial no Ensino da Geologia (vide exemplos no quadro 1). Para tal, deve ser previamente realizada a despistagem de concepções erróneas sobre processos e materiais, a que se podem/devem também associar os sistemas naturais. Quando os alunos confundem estas três categorias, umas com as outras, - sistemas, processos e materiais geológicos -, o que é frequente acontecer, terão dificuldades em estabelecer relações de causalidade (Chi *et al*, 1994; Libarkin & Kurdziel, 2006).

A aplicação do princípio do atualismo, no Ensino da Geologia como na investigação geológica, exige o conhecimento de análogos modernos, e a sua utilização como exemplos atuais. Para qualquer analogia, simples ou inferencial, é importante a utilização de vários casos. Como referem Spiro *et al.* (1988), na aprendizagem de conceitos complexos ou de assuntos pouco estruturados, o professor deve utilizar várias analogias, ou solicitar aos alunos que critiquem as sucessivas analogias, modificando-as ou reconstruindo-as. Segundo estes autores, a simplificação de assuntos complexos nos níveis mais baixos de escolaridade, pode provocar a elaboração de concepções erróneas de muito difícil desconstrução nos níveis seguintes de escolaridade. É preciso assim ter muito cuidado na utilização de analogias e não esquecer que apenas alguns aspetos do (objeto ou fenómeno) análogo são “transportados” para o assunto que se quer conhecer (*ibidem*, p. 4).

Quadro 1. Exemplos simples de aplicação do princípio do atualismo em que se subentende o raciocínio por analogia.

Efeito atual conhecido	Causa atual observável e conhecida	Efeito passado não observável	Causa passada desconhecida, inferida através da causa atual
Pegadas humanas na praia	Pressão dos pés humanos sobre a areia	Pegadas de dinossáurio no topo da camada de calcário	Pressão das patas dos dinossáurios sobre a lama calcária
Crescimento do aparelho vulcânico	Atividade vulcânica: emissão de materiais vulcânicos (lava e piroclastos)	Cone vulcânico constituído por materiais vulcânicos (lava e piroclastos)	Vulcanismo
Invasão repentina pelas águas do mar de uma larga zona costeira, com transporte de sedimentos de diversas dimensões	Uma tempestade ou um maremoto	Grande e extensa acumulação de materiais sedimentares de dimensão (calibre) muito diversa, delimitada, abaixo, por uma superfície de erosão	Ocorrência de tempestade ou maremoto

Para a aplicação do princípio do atualismo, o professor pode fornecer ou solicitar aos alunos que pesquisem os vários análogos modernos que podem ser utilizados na reconstituição do fenômeno estudado, fundamentando a sua escolha.

Em jeito de conclusão, é preciso não esquecer que mesmo parecendo paradoxal, devido à relevância da utilização de analogias no Ensino da Geologia, como em qualquer outra Ciência, ela traz inúmeros constrangimentos. Para minimizá-los, tratando-se de analogias simples ou inferenciais, é importante que o professor questione os alunos sobre as diferenças e semelhanças entre a analogia e o objeto ou fenômeno original, ou que peça que enumerem as limitações das analogias (Dagher, 1998; Jee *et al.*, 2010; Duarte, 2005).

3.2.4. Modelos em Geologia

A compreensão do que é uma analogia é essencial para se compreender a natureza e função dos modelos em Ciências e, especialmente, em Geologia. Por sua vez, os modelos têm um papel central nos diversos contextos científicos (Frigg & Hartmann, 2012). São representações simplificadas de uma realidade que se quer estudar e evidenciar. Pode definir-se um modelo como um sistema de objetos ou símbolos, e das relações entre eles, que representam um outro sistema, o original, através de um suporte ou meio de comunicação diferente (Gilbert, 2011).

Existe uma variedade enorme de critérios para classificar os modelos, de acordo com diversos autores e áreas do conhecimento (*e.g.* Gilbert, 2004; Gilbert & Ireton, 2003; Frigg & Hartmann, 2012), como o Ensino, a Filosofia das Ciências ou as Ciências Cognitivas que, por sua vez, se interligam. Numa primeira análise, Gilbert (2011), que aborda os modelos na perspectiva do Ensino das Ciências, refere que eles podem ser concretos ou abstratos.

Para que um modelo concreto seja visual e funcionalmente eficaz, é importante que se reconheça nele a realidade que pretende representar, principalmente se tiver uma função didática. Assim, a primeira condição é que o modelo seja isomorfo com o original, ou seja, que tenha alguma similaridade quanto à forma, mesmo que seja parcial (Frigg & Hartmann, 2012). Devem, pois, ser excluídos modelos pouco exatos ou demasiado simplistas.

Os cientistas idealizam os modelos a partir da realidade que estudam, com base em dados e teorias, permitindo, numa primeira fase, a construção do conhecimento científico. Os modelos permitem igualmente a discussão desse conhecimento entre pares, bem como a sua divulgação, quer para o público em geral, quer no Ensino formal, para todos os seus níveis. É através de modelos que os cientistas tentam afirmar as suas teorias perante os seus colegas, os seus pares. Os modelos são assim essenciais à construção do conhecimento científico (Gilbert, 2004; Nersessian, 2008).

Os modelos idealizados pelos cientistas na sua investigação, modelos científicos ou conceptuais, são modelos teóricos, abstratos, que funcionam para eles próprios e para os outros como representações do mundo real (Gieryn, 1988). Um modelo já desatualizado, que foi substituído por outro, é considerado um modelo histórico no sentido de modelo conceptual (Gilbert, 2004). É o caso do modelo da formação do geossinclinal para explicar a formação de montanhas. Versões simplificadas de modelos científicos ou históricos constituem os chamados *modelos curriculares* (*ibidem*, p. 118). Os modelos curriculares, denominam-se híbridos quando retêm elementos não só de modelos atuais mas também de modelos históricos o que pode trazer problemas para as aprendizagens.

3.2.4.1. Modelos concretos

Uma complicação adicional para o Ensino das Ciências deve-se ao facto de cada uma das versões de um modelo científico poder ser difundida para o público através de, pelo menos, cinco formas de representação ou da sua combinação (Gilbert, 2004; p. 118 e 119). Adaptando a classificação de Gilbert, por considerarmos simples, prática e objetiva, descrevem-se essas formas de representação no quadro 2, salvaguardando que, em muitos casos, estas representações aparecem em conjunto.

Quadro 2. Classificação dos modelos relativamente à forma de representação (adaptado de Gilbert, 2004).

Forma de representação	Definição	Exemplos geológicos
Gestual	Modelo transmitido por gestos usando-se algumas partes do corpo.	Explicação do movimento dos blocos de uma falha por gestos. Explicação dos movimentos das partículas de uma onda sísmica, com uma fila de pessoas em que cada uma se movimenta (abana ou salta).
Visual	O modelo é transmitido por imagens ou representações em papel ou suporte informático a duas dimensões.	Desenhos, gráficos, diagramas e animações (analógicas ou digitais). Modelos numéricos ou digitais.
Verbal	Forma linguística descritiva ou explicativa dos objetos, dos materiais e/ou dos processos que o modelo representa, ou das interações entre eles.	Descrição, por palavras, dos fenómenos decorridos e/ou associados a uma zona de subducção.
Simbólica (pode também ser matemática)	Forma expressa por fórmulas e símbolos químicos, símbolos vetoriais, equações e expressões matemáticas.	Setas para representar direção e sentido do movimento, fórmulas químicas de minerais, fórmulas iónicas e moleculares.
Concreta (material ou física)	Modelo tridimensional e feito com materiais.	Blocos-diagrama, modelos dinâmicos (análogos de processos geológicos).

Entre as diversas formas de representação de modelos, as que mais nos interessam são os modelos concretos, físicos ou materiais, tridimensionais e manuseáveis. Dentro dos modelos concretos da classificação de Gilbert (2004) considerámos, para além dos modelos estáticos, também os modelos dinâmicos. Estes apresentam similaridade com o objeto que representam não só quanto à forma, mas essencialmente quanto à função. Em Geologia, os modelos concretos dinâmicos são, em geral, experimentais, principalmente quando utilizados na investigação.

Os modelos concretos podem também conter abstrações, entidades que são representadas como se fossem objetos (*ibidem*) como, por exemplo, as órbitas dos planetas num modelo do sistema solar, representadas por cabos ou fios, ou as zonas de descolamento nos modelos dos prismas acrecionários, representadas por papel de acetato, como veremos.

Modelos concretos estáticos tridimensionais são, desde há muito, utilizados no ensino de matérias de Geologia no nosso país, como é possível concluir através de uma pesquisa no sítio “Património Museológico da Educação – inventário on-line” (in <http://edumuseu.sg.min-edu.pt/> acedido em 10/06/2013). Os modelos que se exibem, inventariados nas Escolas Secundárias, são, essencialmente, de três tipos: modelos cristalográficos, modelos geomorfológicos e modelos tectónicos (fig. 11). Apenas alguns dos modelos tectónicos apresentam alguma “mobilidade”. São, em geral, modelos estáticos, essencialmente descritivos, utilizados num contexto de modelo de ensino muito centrado no professor. Existem, no entanto, alguns modelos exibidos no mesmo sítio, que terão sido construídos por alunos.

Outro tipo de modelos tridimensionais, são os “verdadeiros” blocos-diagrama; verdadeiros porque construídos a partir de cartas topográficas, e de preferência pelos alunos. Para Mateus (2000, p. 47), a construção de blocos-diagrama constitui uma “[...] maneira prática e muito simples de mostrar a utilidade das curvas de nível [...] impressas numa carta topográfica e, simultaneamente, ajudar a construir a visão tridimensional do relevo”. A construção do bloco-diagrama, um modelo tridimensional do relevo e que contém igualmente aspetos geológicos, introduzidos *a posteriori*, “[...]envolve o decalque das sucessivas curvas de nível [...]” em papel vegetal, sua impressão em folhas de cartolina ou placas de outro material (*e.g.* esferovite), seguido de recorte e sucessivo empilhamento.

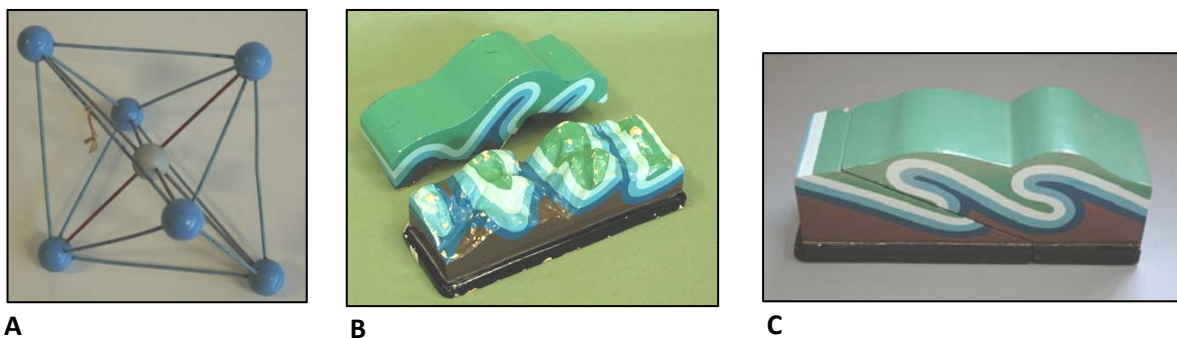


Fig.11. Modelos físicos estáticos.

A- Modelo da estrutura cristalina - Escola Sec. D. Dinis.

B- Modelo que relaciona relevo, erosão e tectónica - Esc. Sec. de Bocage.

C- Modelo tectónico para “simular” a formação de falhas associadas a dobras - Esc. Sec. Dr. Júlio Martins.

Muito menos utilizados no ensino têm sido os modelos dinâmicos experimentais, com algumas exceções que revelamos. Por exemplo, num manual escolar, da autoria de Carvalho e Moura (1928), professores da Universidade de Coimbra, intitulado “Geodinâmica, Geotectónica e Geognosia”, é feita referência na p. 74, às experiências de Bailey Willis (*vide* Cap. III). O propósito é de as mesmas permitirem imitar acidentes e averiguar a “[...] plasticidade das massas rochosas que lhes permite deformações [...] quando às forças tangentes se associam fortes pressões produzidas por massas superiormente colocadas”. No Brasil, pela mesma altura, 1930, houve iniciativa de introdução, no currículo da disciplina de Geografia, de trabalhos de Geologia Experimental inspirados nos modelos experimentais de “...formação de montanhas e fenómenos associados” produzidos por diversos cientistas (Carvalho, 2011).

Em Portugal, pela mesma época, Orlando Ribeiro (2012, p. 19) refere um seu professor de Geografia, no Liceu Passos Manuel, “[...] cujas aulas eram um apelo à observação e ao raciocínio [...]; até imaginara, com areia, pedras e água corrente, o modelo reduzido por onde nos fazia compreender as leis da erosão fluvial”.

A ideia de introduzir os modelos experimentais na sala de aula parece, no entanto, a nível internacional, remontar ao início do século XX, a par de um aumento do número de trabalhos de investigação em Tectónica experimental (Graveleau *et al.*, 2012), que se terá repercutido por vários países com a preocupação do desenvolvimento do ensino das Ciências. Parece-nos, no entanto que, em Portugal, a introdução dos modelos experimentais de fenómenos geológicos, em sala de aula, bem como na investigação, não terá passado, até aos anos 80, de casos pontuais e esporádicos sem grandes consequências (Mota, 2011).

Os modelos concretos, sejam estáticos ou dinâmicos, quanto à relação de dimensão entre o modelo e o objeto que representa, podem ter igual dimensão, maior ou menor. Nos dois últimos casos, diz-se que o modelo é à escala. O modelo é maior ou menor do que as dimensões do objeto ou fenómeno representado, mas retém as proporções e as características que os tornam visualmente semelhantes (Gilbert & Iretton,

2003). Os modelos à escala, como todos os outros são simplificações da realidade. São exemplos, os protótipos em madeira ou em materiais sintéticos, de aviões e automóveis, em que também se incluem os modelos cristalográficos e os blocos-diagrama. São os modelos que parecem mais verosímeis, mas apenas no aspeto e na forma são semelhantes, distinguindo-se, quase sempre, em relação aos originais, nos materiais de que são feitos (e.g. Frigg & Hartmann, 2012).

De facto, se a finalidade do modelo for apenas representar o objeto, pode ignorar-se a natureza do material, não se exigindo que seja a mesma no modelo e no original. O que se exige é a manutenção das relações geométricas no caso de um modelo estático. Os modelos à escala, comportam limitações, nomeadamente porque a área da superfície e do volume mudam em proporções diferentes quando o objeto é aumentado ou reduzido (Hubbert, 1937; Gilbert & Iretton, 2003). É, por exemplo, difícil representar o Sistema Solar na sala de aula mantendo as proporções entre todas as grandezas.

Com efeito, como referem Twiss e Moores (1992), é muito difícil dimensionar corretamente todas as grandezas envolvidas num modelo à escala, ou seja, manter todas as grandezas proporcionais, exigindo compromissos e aproximações. Retomaremos os problemas do dimensionamento (“scaling” em inglês) no Capítulo III.

Deste modo, o nome mais adequado para um modelo dinâmico à escala será o de **modelo análogo**, desde que o mesmo represente a função de um objeto ou fenómeno mantendo algumas proporções exigidas para que essa função ou fenómeno real possa ser estudado por extrapolação.

Os modelos análogos representam um evento, ou um período limitado do comportamento de um sistema, como por exemplo, a formação de um rifte intracontinental, que pode, na realidade, não terminar por aí, mas prosseguir para a abertura de um novo oceano. Os modelos dinâmicos, para além das três dimensões do espaço, contêm o fator tempo.

Não pode ser considerada modelação análoga, por exemplo, a moldagem de fósseis, ou melhor dizendo, a formação de réplicas de fósseis, tal como aparece em alguns manuais escolares. Só pode ser considerada modelação análoga se imitar o processo geológico que levou à formação de fósseis e, para tal será necessário um verdadeiro entendimento dos processos petrogenéticos envolvidos (Álvarez & García de la Torre, 1996).

Com efeito, os modelos análogos de fenómenos geológicos, são, também simulações pois imitam processos reais que decorreram ou decorrem em determinadas unidades de espaço e tempo. São também *experimentais* pois os fenómenos reais são governados por um conjunto de fatores, que interatuam. Em laboratório, ou em qualquer espaço fechado ou ao ar livre, esses fatores são, em experimentação análoga (=modelação análoga), simulados, manipulados e controlados. E, como refere Ranalli (2001), testam hipóteses sobre processos geodinâmicos, cuja única prova e observável no campo é o resultado final.

Por todas as razões atrás apontadas, os modelos que construímos e, que representam fenómenos geológicos, são simulações experimentais que respeitam algumas proporções entre as grandezas do modelo e as do fenómeno real. Podemos assim adjectivá-los de modelos *parcialmente* à escala.

Como é dado constatar, adotamos a terminologia que tem sido utilizada na investigação científica (geológica) para o termo modelo análogo ou modelação análoga, descartando todo o tipo de definição que não tenha por preocupação não só a analogia simples, mas a analogia inferencial. É, por isso, que também consideramos que nem todos os modelos são análogos, como preconiza Gilbert (2011).

Para tal é necessário que os materiais utilizados tenham um comportamento reológico similar aos materiais geológicos e que as estruturas formadas sejam similares às estruturas geológicas reais.

Assim, o passo central no desenho de um modelo análogo tem que passar obrigatoriamente, pela procura de analogias entre um fenómeno, objeto ou sistema natural, e o modelo. Esta procura levará à seleção dos materiais, das dimensões do modelo, e dos movimentos, definidos por diversos parâmetros como são: o deslocamento, a velocidade induzida, as forças aplicadas, a resistência dos materiais. Assim, o dimensionamento do modelo de um processo natural deve ser feito, segundo diversos autores (*e.g.* Hubbert, 1937; Ramberg, 1981), relativamente a três aspetos importantes: *i)* a geometria; *ii)* a cinemática (que movimentos) e *iii)* a dinâmica (que relação entre forças e movimentos, entre causas e efeitos) que deve ter em conta *iv)* a reologia dos materiais (que comportamentos resultantes da atuação das forças).

Deste modo, a modelação análoga tornou-se uma ferramenta essencial à investigação em Geologia, e especificamente à Geodinâmica, pois através dela é possível explicar, de acordo com um determinado quadro teórico, estruturas observadas e imitar fenómenos não observáveis por decorrerem em largas escalas espaço-temporais. O modelador orienta-se pelo princípio do atualismo, mas vai mais longe, pois para confirmar ou infirmar essas causas, testa-as, dimensionando-as proporcionalmente e adaptando as suas grandezas às escalas humanas de espaço e tempo.

Em situações de aprendizagem, como já tinha sido referido em Bolacha *et al.* (2012), a aplicação de modelos análogos no estudo dos fenómenos e processos geológicos, considerando a sua construção e manipulação, congrega as mais-valias de diversas metodologias próprias da Ciência, em geral, e em particular, da Geologia (fig. 12).

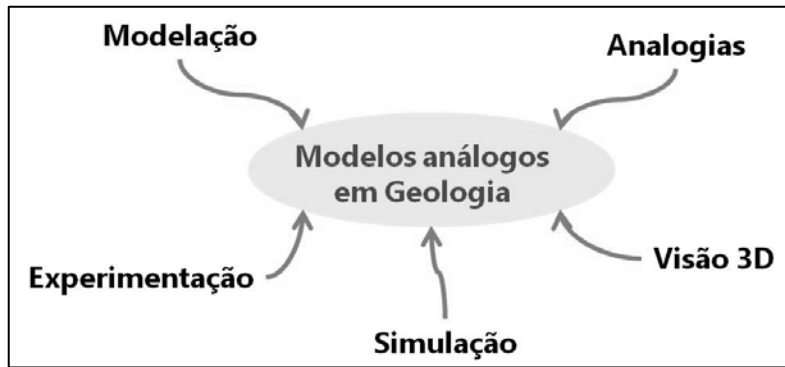


Fig. 12. Os modelos análogos congregam diversas metodologias da Ciência e particularmente da Geologia. Traduzido e adaptado de Bolacha *et al.* (2012).

A aplicação dos modelos análogos, por se basear em raciocínios por analogia, pactua das mesmas vantagens e exige os mesmos cuidados que a utilização de analogias em Geologia. O reconhecimento da similaridade entre objetos e entre processos, permite a explicação de acontecimentos passados e a previsão de acontecimentos futuros.

Quanto à *visão 3D*, *tridimensional*, ou espacial, como refere Kastens e Ishikawa (2006), ela é essencial a quem aprende e faz da Geologia a sua vida. Estes autores mencionam três tipos de tarefas em Geologia que exigem visão espacial: *i)* a descrição e a interpretação de objetos; *ii)* a compreensão espacial das propriedades e processos e *iii)* a utilização de metáforas nos raciocínios espaciais. É, principalmente, na segunda tarefa que, em nossa opinião, a modelação análoga pode dar um contributo importante por simular processos geológicos nas três dimensões do espaço. Voltaremos a este assunto no Capítulo III.

3.2.4.2. Modelos científicos

O papel central dos modelos no desenvolvimento do conhecimento científico tem vindo a ser cada vez mais reconhecido e intensificado. Os cientistas levam grande parte do tempo de investigação, a construir, testar, comparar e a rever modelos. Muitas das notícias científicas nos jornais, são dedicadas aos modelos. Segundo Frigg e Hartmann (2012), eles são mesmo o principal instrumento da Ciência Moderna.

Os modelos científicos são representações ou conceções do mundo natural e dos seus sistemas, construídas na mente dos cientistas a partir de dados, teorias e hipóteses testadas e verificadas. Os modelos permitem testar hipóteses e prever o comportamento dos sistemas face à introdução de alterações nos seus componentes. O carácter preditivo dos modelos em Geologia, adquiriu maior relevância a partir dos anos 60

do século XX, que até aí, tinham tido como principal função demonstrar relações causa-efeito (Oreskes, 2007).

No Ensino, também Gilbert (2004) coloca os modelos em destaque, sugerindo que eles devem ter um papel central nos currículos. Segundo este autor, a Educação em Ciências pode ser mais autêntica, através de algumas características que aponta, como: *i)* a abordagem de processos de construção da Ciência; *ii)* a criatividade que fez da Ciência uma das maiores conquistas culturais dos últimos séculos; *iii)* a difusão de uma rede minimalista de ideias que possibilitam explicações satisfatórias de fenómenos reais (p. 116). Tudo isto é possível através de aprendizagens que contemplem os modelos e a modelação, ou seja, a sua construção e/ou manipulação.

Para que os professores e também os formadores (em situação de aprendizagem não necessariamente formal) apliquem os modelos e a modelação, é necessário, segundo Justi (2009), dois tipos de conhecimento: o conhecimento do conteúdo e o conhecimento pedagógico do conteúdo. O primeiro diz respeito ao conhecimento da matéria a lecionar que, no contexto dos modelos e da modelação, inclui o conhecimento dos modelos científicos a ensinar, bem como uma visão integrada acerca dos modelos, o que, como é reportado por vários autores (*e.g.* Gilbert, 2004; Danusso *et al.*, 2010), nem sempre acontece. O mesmo será dizer que os professores devem saber o que é um modelo, como deve ser utilizado nas diversas situações possíveis, o que pretende representar. Devem igualmente conhecer a diversidade de modelos científicos atuais, incluindo as mudanças sofridas por cada modelo (Oh & Oh, 2011) em função dos avanços e possíveis recuos do conhecimento e teorias científicas. Resultados de uma investigação recente indicam que os professores de Ciências, nas suas aulas, apenas dão importância aos modelos como facilitadores da aprendizagem de conteúdos científicos (Torres *et al.*, 2013).

Para além do exposto, é importante saber distinguir as múltiplas funções que os modelos podem desempenhar em Ciência, bem como a sua relação com as teorias científicas. Uma teoria científica é definida segundo o Dicionário de Língua Portuguesa da Academia das Ciências (2001) como um “conjunto de ideias, de conceitos, de princípios fundamentais, organizados num sistema coerente e aplicado a um qualquer domínio científico [...]”. Porém uma teoria científica, em certos contextos, pode ser entendida como resultante da evolução de um modelo ou hipótese que ganhou aceitação generalizada por repetidas verificações.

Na Ciência dita moderna, os modelos não são simplesmente construídos a partir dos dados ou a partir das teorias, mas a partir da combinação entre eles e até da incorporação de outros elementos, o que lhes dá uma grande independência face às teorias (Frigg & Hartmann, 2012). Por exemplo, uma teoria não funciona por si se não contemplar exemplos de casos concretos. Esses casos são geralmente apresentados através de modelos. Mas o modelo pode também introduzir diversos dados numa teoria, entre eles, dados quantitativos. Nestes casos, diz-se que os modelos complementam as teorias (*vide* Glossário).

Noutras situações, quando as teorias no seu todo são de complexa aplicação, utilizam-se modelos para simplificar o processo. Em casos extremos, na ausência de teorias, os modelos também são utilizados e funcionam por si só. Mas podem igualmente ser utilizados como pré-teorias, ou seja, numa fase anterior à formulação da teoria. Estes modelos testam hipóteses, refutando-as ou não.

A Teoria da Tectónica de Placas, foi construída à custa de um conjunto de modelos, tais como, o da deriva continental, o da expansão dos fundos oceânicos ou o da convecção mantélica (Giere, 1988). Cada um deles representa, de forma simplificada, aspetos da dinâmica terrestre, tendo, como suporte, dados obtidos através de estudos diversos (gravimétricos, paleomagnéticos, radiométricos), e que podem ser vistos de forma separada ou holística. A este propósito, o mesmo autor (p. 85) afirma que as teorias não são mais que um conjunto de modelos que se interrelacionam entre si, utilizando como um dos exemplos, a Teoria da Tectónica de Placas.

Por outro lado, existe outro tipo de modelos em Geologia, a uma outra escala, que explica aspetos geológicos de determinada região ou zona do planeta. São obviamente enquadrados pela Teoria da Tectónica de Placas e não funcionam por si só. Estes modelos, exemplificados pelo representado na fig. 13, resultam atualmente, do trabalho de equipas de cientistas, assentando em dados obtidos a partir de diversos métodos e técnicas.

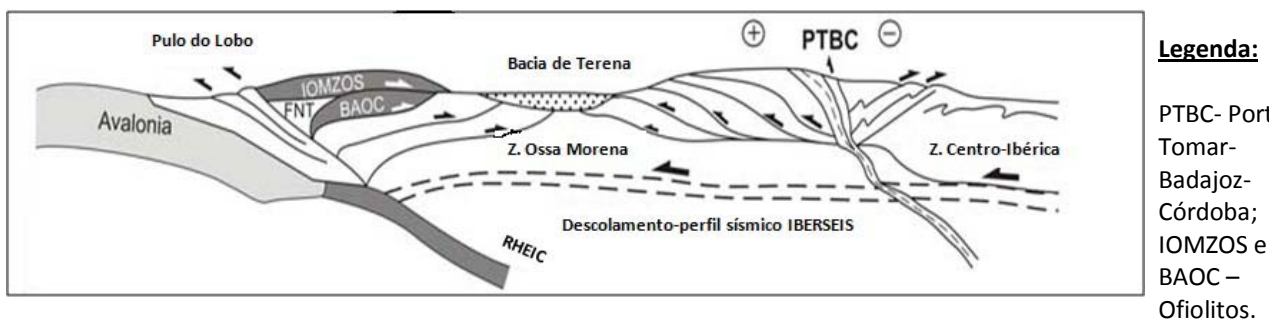


Fig. 13. Modelo geodinâmico interpretativo (370-390 Ma). Evidencia as estruturas existentes na zona Sul do atual território português, relacionando-as com o movimento convergente de placas, que terá provocado o fecho do Oceano Rheic, com consequente colisão entre o continente Avalónia e o Terreno Ibérico [representado, na sua zona mais externa, pelo prisma acrecionário do Pulo do Lobo] (adaptado de Ribeiro *et al.*, 2007). IOMZOS é o acrónimo em inglês para Ofiolitos Internos da Zona de Ossa Morena, e BAOC, para Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches.

Alguns desses modelos da Geologia regional podem modificar as teorias, acrescentando novos dados e argumentos. A este propósito, por exemplo Ribeiro (2002), para apoiar o modelo de placas litosféricas não rígidas, em oposição ao postulado pela tradicional Teoria da Tectónica de Placas, utiliza diversos argumentos que expõe no seu livro *Soft Plates and Impact Tectonics*. Um desses argumentos baseia-se na forma elítica, com orientação E-W do eixo maior, de quatro estruturas (fig. 14), formadas no mesmo período da História da Terra (Cretácico superior). Uma cratera de impacto, materializada pelo monte submarino de Tore ao largo da Nazaré, e os maciços ígneos de Sintra, Sines e Monchique, deveriam ter inicialmente uma forma circular e não elítica, como apresentam. A explicação plausível para que as quatro estruturas se tenham deformado é,

segundo Ribeiro (2002), inerente ao modelo de mobilidade da superfície terrestre que contempla uma litosfera oceânica com comportamento reológico *macio* (tradução do termo inglês *soft*). Ao longo do tempo, a expansão (ou alastramento) da litosfera oceânica ao nível da dorsal provoca tensões sobre as estruturas entretanto formadas. Associado ao comportamento dúctil da litosfera oceânica e do magma intruído (que originou os maciços assinalados na fig. 14), as mesmas terão adquirido uma forma elíptica.

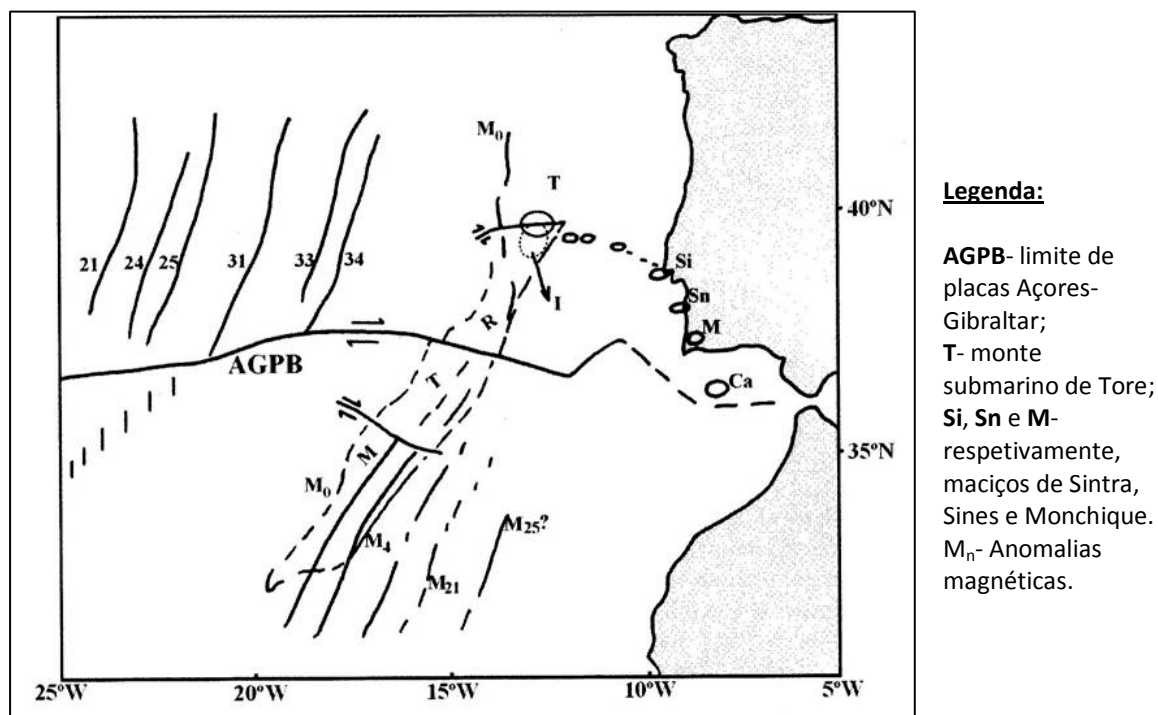


Fig. 14. A forma original das estruturas (monte de Tore e maciços de Sintra, Sines e Monchique) seria circular. O impacto do meteorito ocorrido há ~91 Ma, terá concorrido para a fratura da litosfera ao longo da qual se instalaram, por diapirismo magmático, os maciços de Sintra, Sines e Monchique, entre os 82 e os 72 Ma (Ribeiro, 2002).

Desde que haja aceitação generalizada da relação entre a teoria e os dados apresentados que dão suporte ao novo modelo, apoiado pelo autor referido (*ibidem*) e, por outros por ele citados, a Teoria da Tectónica de Placas deve sofrer alterações.

Para conseguirem afirmar os “seus” modelos, os cientistas têm que sustentá-los teoricamente e utilizando dados obtidos a partir de diferentes técnicas e métodos. Só assim serão aceites pela chamada “comunidade científica”. No entanto, pode não chegar se a mesma não tiver os necessários *recursos cognitivos* (Giere, 1988, p. 240), ou seja, uma abertura de espírito proporcionada pelo “caldo de conhecimento” e social em que os cientistas se encontram imersos. Foi o que terá faltado, segundo este autor (*ibidem*) nos anos 20 do século XX, para que o modelo do mobilismo de Wegener tivesse sido aceite. Se, naquela época, os cientistas mais influentes vivessem no Sul, em países como a Índia, a África do Sul ou a Argentina, mais facilmente o novo modelo teria sido aceite, por melhor conhecerem as formações

geológicas que fizeram parte da Gondwana, formadas antes da fracturação da Pangea. Os cientistas que viviam nesses países conheciam bem essas formações mas não tinham capacidade para influenciar os grandes centros de decisão científica da altura, situados na Europa e nos Estados Unidos (*ibidem*, p. 240 e 241). É preciso lembrar que a Ciência, apesar de não ser uma construção exclusivamente social, tem, da Sociedade em que se constrói, uma forte influência.

3.2.4.3. Modelos mentais

O processo de construção do conhecimento científico ou do conhecimento vulgar, do dia-a-dia, parece ser semelhante (Giere, 1988; Greca & Moreira, 2000; Nersessian, 2008). Seguramente que têm diferenças pois as teorias científicas são rigorosas e expressam-se através de linguagem própria e símbolos matemáticos (Giere, 1988). Mas, em ambas as situações, o conhecimento é construído a partir da experiência diária e contém argumentos sólidos, ou seja, significativos para o “autor”. Gardner (2005) refere mesmo que todos temos as nossas teorias pessoais, que começam a estabelecer-se em criança. Essas teorias tornam-se muito poderosas pois dão sentido ao mundo que nos rodeia, sem que a instrução tenha, no início, qualquer tipo de intervenção.

A construção de modelos é um fenómeno cognitivo natural (Jonassen, 2005). Cada indivíduo, cientista ou não, possui as suas representações ou construções mentais do mundo natural, reconstruídas e revisitadas ao longo do tempo, devido a múltiplos fatores. Estes relacionam-se com o conhecimento adquirido em contexto de aprendizagem formal, ou no dia-a-dia, fruto de aprendizagens não formais e informais. Esses modelos são designados por *modelos mentais* (e.g. Greca & Moreira, 2000) e, devido à sua natureza intrínseca à mente humana, são inacessíveis (Gilbert, 2004). Para outra autora (Nersessian, 2008), um modelo mental é uma representação análoga funcional, estrutural ou comportamental do mundo real, de uma situação imaginária, de um evento ou de um processo. Sendo análogo tem que conter algumas similaridades relativamente ao que representa (*ibidem*, p. 95).

Quando, relativos aos processos de ensino e aprendizagem, os modelos mentais são, por vários autores (Greca & Moreira, 2000; Libarkin *et al.*, 2003) considerados incompletos, instáveis, com limites não muito bem definidos, não científicos e parcimoniosos (satisfazem unicamente as necessidades exigidas). A única vantagem dos modelos mentais é a funcionalidade que têm para o próprio indivíduo, ou seja, o de permitirem explicar e fazer previsões acerca dos sistemas que representam (Greca & Moreira, 2000). Estes autores distinguem-nos dos modelos conceptuais, que definem como representações externas criadas por profissionais, tais como investigadores, professores e engenheiros, para facilitar a compreensão e a aprendizagem dos sistemas naturais. São representações completas e precisas, coerentes com o

conhecimento científico aceite pela comunidade respetiva. Podem ter diversas formas de expressão como as já referidas no quadro 2. Os modelos curriculares definidos por Gilbert (2004) utilizados nas escolas, são exemplos de modelos conceptuais de acordo com a terminologia de Greca & Moreira (2000).

Quando se aprende a partir de um modelo conceptual é necessário retirar dele os elementos considerados relevantes e relacioná-los com o que efetivamente já é conhecido, gerando modelos mentais que podem ou não ser semelhantes ao modelo conceptual. É, pois, importante a utilização de diversos modelos para evitar a construção de modelos mentais semelhantes a um modelo e não decorrentes do conhecimento sobre o processo que se pretende compreender e que é enquadrado por modelos e teorias científicas.

No ensino, a deteção precoce dos modelos mentais é importante pois a sua substituição não é uma tarefa simples, dado que não se constituem como conceções isoladas, sendo a sua modificação dependente de múltiplos fatores como a vivência diária ou as capacidades cognitivas. No caso de alunos mais novos ou que estão a iniciar um assunto, com o qual, em princípio, não tiveram contacto prévio, é necessário perceber se têm algum conhecimento que lhes permita compreender o modelo conceptual que lhes vai ser apresentado (Greca & Moreira, 2000, p. 9). A utilização de analogias poderá facilitar a construção de modelos mentais e o seu aperfeiçoamento. Se os modelos contiverem analogias, tanto melhor.

Considerando vários níveis de aprendizagem e de consolidação dessa mesma aprendizagem, Libarkin *et al.* (2003) identificam quatro níveis do que definem como modelos cognitivos: *i)* modelos mentais simples, que contemplam explicações intuitivas e ilógicas; *ii)* modelos mentais instáveis, tipicamente considerados como inexatos, incompletos e fluidos; *iii)* quadros conceptuais, que contrastam com os modelos mentais instáveis pois são organizados e estáveis; *iv)* modelos conceptuais, que seguem a terminologia de Greca e Moreira (2000), mas que dizem respeito a modelos cognitivos precisos e que representam fenómenos naturais.

Devido aos objetivos didáticos deste estudo, utilizámos os critérios utilizados por Greca e Moreira (2000) e Libarkin *et al.* (2003) para estabelecer uma hierarquia de categorias dos modelos mentais dos alunos acerca dos fenómenos geológicos que lhes apresentámos. Considerámos que os modelos mentais evoluem em grau de complexidade, e de abstração. Quanto mais complexos são os modelos mentais de fenómenos geológicos, maior número de elementos contêm, bem como mais relações causa-efeito. Os mais complexos são mais abrangentes e encontram-se mais próximos dos modelos científicos atuais, que se enquadram na Teoria da Tectónica de Placas ou que a representam. Tal como Libarkin *et al.* (2003) considerámos um escalonamento que vai do modelo intuitivo ou “naïff”, próprio dos inexperientes, até aos modelos conceptuais mais complexos, próprios dos especialistas. Assim, o escalonamento dos modelos mentais que adotámos, e que descrevemos no capítulo V, começa sempre pelos modelos mentais mais intuitivos, mais próximos do senso comum, mas que dependem muito dos conhecimentos prévios e/ou

adquiridos, passando por modelos de complexidade de raciocínio intermédio até modelos conceptuais mais complexos, ou seja, mais próximos dos modelos científicos atualmente aceites.

Entende-se aqui o pensamento intuitivo como o mais imediato, aquele que não é mediado por métodos formais de análise e demonstração. Competirá depois a estes métodos verificar a veracidade e a consistência da intuição como refere Bruner (1998). Não se desvaloriza a intuição que, como este autor refere, pode ser responsável pela formulação de hipóteses e ajuda na tentativa da verificação dos factos reais ou que são fornecidos. No entanto, o nível de conhecimentos é muito importante.

Quanto a este item, os modelos em Geologia, resta-nos realçar que um modelo não funciona por si só, há que acompanhá-lo de outros suportes e modelos, por exemplo, pictóricos, verbais, etc. (Gilbert & Iretton, 2003). Se bem estruturada, a situação de aprendizagem que contemple a aplicação de modelos, pode trazer inúmeras vantagens quer para a compreensão da complexidade dos sistemas naturais, quer para o desenvolvimento de capacidades cognitivas como o espírito crítico, a criatividade e a “visão 3D”. Esta última capacidade, a visão tridimensional, sendo potencialmente desenvolvida pela Geologia (Kasten & Ishikawa, 2006) é, em geral desprezada, não só em Portugal, mas em qualquer currículo de Ciências, ao contrário do que seria desejável (Black, 2005).

3.2.5. Investigação e resolução de problemas geológicos

A investigação dos fenómenos e processos geológicos que decorreram ao longo da História da Terra é um processo complexo de resolução de problemas, cuja resposta não é imediata. O tradicional *Método das Múltiplas Hipóteses de Trabalho* (MMHT), muito do agrado dos geólogos (*e.g.* Schumm, 1991), continua, não raras vezes, a fazer parte desse processo. Foi estabelecido em 1890 e revisto, mais tarde, por Thomas C. Chamberlin (1843-1928), restringindo-o dessa vez, apenas à Geologia (Chamberlin, 1897). É utilizado especialmente com o objetivo de estabelecer relações causais e, não apenas, como é realçado por Lawson (1990), para descrever fenómenos ou dar resposta a questões do tipo “Porque é que isto acontece?”.

Chamberlin (1890, 1897) promoveu este método para incentivar a criatividade dos investigadores através do desenvolvimento de um trabalho individual, inédito, independente, contrariando resultados predeterminados e pouco inovadores. A formulação de várias hipóteses em vez de uma só, como é vulgar nas ciências ditas experimentais (Cleland, 2001), evitava, segundo Chamberlin (1890), que o cientista optasse *a priori* por uma teoria já estabelecida e mais do seu agrado. No método de Chamberlin não há limite para o número de hipóteses formuladas, estando este apenas dependente dos objetivos da investigação. Após a formulação das diversas hipóteses, estas vão sendo seletivamente eliminadas de acordo com o fenómeno em estudo.

Também Schumm (1991) refere que a formulação de uma única hipótese, que ocuparia a mente do investigador, poderia conduzi-lo facilmente ao fracasso da investigação. O MMHT ao permitir o desenvolvimento de diversas explicações do mesmo fenómeno, por meio da recolha de dados decorrente da formulação de cada uma das hipóteses, pode conduzir a investigação a uma só solução ou a uma teoria compósita.

Esta metodologia adapta-se muito bem ao estudo dos sistemas terrestres, estabelecendo adequadamente as diversas relações causais, intrínsecas ao seu funcionamento e evolução. Os sistemas terrestres evoluem e modificam-se ao longo do espaço e do tempo, mantendo uma auto-organização que é regida pela interação de uma panóplia de variáveis não lineares (Herbert, 2006). Essa interação determina que os *efeitos* decorrentes dos processos geológicos sejam frequentemente resultantes não de uma só causa, mas de múltiplas causas, adequando-se perfeitamente a aplicação do MMHT ao seu estudo. É de realçar que a inferência das causas a partir dos efeitos exige algum cuidado na medida em que, como refere Schumm (1991), diferentes causas podem ter efeitos similares - *convergência* -, mas também pode acontecer que causas similares possam produzir efeitos diferentes - *divergência*. O exemplo clássico utilizado por Schumm é o das crateras de impacto, para cuja causa foram colocadas várias hipóteses antes de se chegar à *vera causa*. Uma das “erradas” causas, como é do conhecimento geral, era o vulcanismo.

Como já tivemos oportunidade de referir (Bolacha *et al.*, 2006; Bolacha *et al.*, 2010; Bolacha & Fonseca, 2010), existe um desconhecimento por parte da população, em geral, manifesta pelas notícias da comunicação social, quanto ao comportamento dos sistemas terrestres, frequentemente encarado como sendo linear, sujeito a uma ou pouco mais variáveis, ignorando-se a sua permanente interação, bem como as consequências da intervenção antropogénica. São, disso exemplo, a forma como foram abordados em alguns órgãos da comunicação social, os acidentes com perda de vidas humanas, relativos: à queda da ponte Hintze Ribeiro, em 2001, à queda da Arriba na Praia Maria Luísa em Albufeira, em 2009, ou às inundações, derrocadas e deslizamentos ocorridos na ilha da Madeira no inverno de 2010. A este propósito, um estudo efetuado por Raia (2005, citado pela mesma autora, 2008), constatou que os alunos consideram os sistemas naturais dinâmicos como se fossem estáticos, sem interrelação entre os vários elementos que os constituem e sem considerarem as complexas interações entre eles e o ambiente; focam-se no comportamento isolado dos componentes do sistema não considerando a evolução das interações; identificam uma só força causal ou uma cadeia linear de eventos causais para explicar um fenómeno natural complexo.

A falta de conhecimento sobre o funcionamento dos sistemas terrestres, reflete-se, não só na forma como são abordados os acidentes, mas também, como é evidente, na falta de mecanismos, sentido de observação e reflexão sobre o observado. Com efeito, uma cultura de prevenção é de particular importância ao nível das instituições públicas e privadas, por forma a reduzir e mitigar os riscos geológicos, em geral.

A metodologia envolvendo a formulação de diversas hipóteses/questões com vista à resolução de problemas relativos ao funcionamento e organização dos sistemas naturais, logo, que contêm alguma complexidade, torna-se, assim, essencial nos diversos níveis e contextos de aprendizagem.

Na investigação em Geologia, o MMHT é um método adequado porque se ocupa fundamentalmente do estabelecimento de relações de causalidade, no entanto, não basta para o estudo e caracterização dos fenómenos geológicos que, decorrem num determinado espaço e tempo. Com efeito, a reconstituição de fenómenos geológicos exige não só o desenvolvimento de raciocínios causais e de raciocínios historicamente orientados ou temporais (Schumm, 1991; Mateus, 2001; Bolacha, 2008), bem como de raciocínios espaciais (Gobert, 2005).

Assim, justifica-se que Engelhardt e Zimmermann (1988) considerem que a investigação de base empírica em Geologia seja despoletada a partir de questões do tipo: *O quê...?*, *Onde...?*, *Quando...?*, *Porquê...?*, *Como...?*. Outras questões poderão surgir como: *De que matéria é feito...?*, *Qual a orientação das estruturas...?*.

Os cinco primeiros tipos de questões enunciados são fundamentais para a aprendizagem de fenómenos geológicos e, aplicáveis em contextos de ensino formal ou não formal. Contudo, não se desprezam as questões que conduzem à quantificação de dados, ou a outras técnicas utilizadas em Geologia com recurso a outras ciências, e que podem e devem ser utilizadas de acordo com o nível de ensino a que se aplicam.

A resposta ao primeiro tipo de questão *O quê...?*, tem por base factos baseados na observação no campo, na observação experimental, ou ainda na pesquisa documental, recorrendo por exemplo, à consulta de cartas geológicas de escalas diversas.

As questões que se seguem são típicas das Ciências Históricas, como a Geologia, a Astronomia, ou a Arqueologia e pouco comuns na Química ou na Física. Assim, o segundo tipo de questão, *Onde...?*, permitirá situar o fenómeno no espaço geográfico em que decorreu, exigindo a aplicação de raciocínios espaciais, de visão espacial ou, em geral, como é referido por Black (2005), de capacidades espaciais (*spatial ability*). Realça-se que estas englobam, e de acordo com este autor, não só a visão espacial mas também a rotação mental dos objetos e a perceção espacial (p. 403).

O terceiro tipo de questão, *Quando...?*, remete não só para a compreensão da quantidade de tempo durante a qual decorreu o fenómeno, mas em que época ou período da História da Terra terá acontecido, exigindo raciocínios temporais, históricos ou historicamente orientados.

As questões finais: o *Porquê...?* e o *Como...?*, conduzem ao estabelecimento de relações de causa-efeito, ou raciocínios de causalidade e, a partir daí, ao desenvolvimento de outros raciocínios mais complexos como as inferências e as extrapolações que, em nossa opinião, conjugam os três tipos de raciocínio mais utilizados em Geologia, segundo Gobert (2005).

No Ensino das Ciências, a resolução de problemas, ou *descoberta orientada* (Novak & Gowin, 1996; Novak, 2000), como processo de investigação, vem sendo aconselhada e utilizada no Ensino, desde os anos 70 do século XX, nos diversos níveis do Sistema Educativo, contemplando também o Ensino Superior, com vista ao desenvolvimento de capacidades cognitivas complexas (Novais & Cruz, 1989).

Um autor mais recente (Jonassen, 1999) classifica os problemas, que são aplicados no ensino, em bem estruturados (*well-structured*) e mal estruturados (*ill-structured*). Diz o mesmo autor que o tipo de problemas que, normalmente se afiguram quer na investigação científica, quer os muitos que nos aborrecem no dia-a-dia, os chamados dilemas, são problemas do tipo mal- estruturados (*ill- structured*). A sua resolução não depende exclusivamente dos conteúdos lecionados no ensino formal e as suas soluções não são previsíveis. A resolução de problemas mal-estruturados requiere, em geral, a integração de conteúdos de vários domínios ou áreas disciplinares, e pode ter várias soluções alternativas; sendo, por tudo isso, de complexa resolução. Por outro lado, muitos dos problemas mal-estruturados são vulgares na vida quotidiana, adquirindo maior interesse e significado para os alunos, se forem transferidos para a sala de aula. Consideram-se estes problemas como mal-estruturados porque alguns dos seus elementos não são previamente conhecidos ou são mal-conhecidos (*ibidem*) ou pouco observados e refletidos.

Em geral, o tipo de problemas que costuma ser aplicado nos vários níveis de ensino incluindo o superior, são do tipo bem-estruturados. Encontram-se usualmente no final dos capítulos dos manuais escolares, requerem a aplicação de um número finito de conceitos, regras e princípios, que foram estudados relativamente a uma limitada situação-problema.

A capacidade de resolução de problemas mal-estruturados, que exigem a mobilização de conhecimentos de várias áreas é exigente, não se compadece com modelos lineares e uniformes, do tipo *Ciclo Ideal* (Bransford *et al.*, 1986; citado por Novais & Cruz, 1989) exigindo capacidades cognitivas com alguma complexidade (*ibidem*, p. 1), como a relação entre assuntos de diversas áreas do conhecimento – pensamento holístico, mas também o espírito crítico, a criatividade, a capacidade de decisão.

Estratégias de investigação como as baseadas na resolução de problemas, adaptando a metodologia de investigação científica aos processos de aprendizagem, permitem satisfazer as três premissas que, segundo Hodson (1993, referidas por Miguéns, 1999), devem estar subjacentes à educação científica: *i)* Aprender Ciência, *ii)* Aprender a natureza da Ciência e *iii)* Aprender como se faz Ciência. Ao contrário do ensino transmissivo em que, em geral, se privilegia a extensão dos conteúdos, nas investigações, em que como estratégia se aplique a resolução de problemas mal-estruturados, privilegiar-se-á, como refere Cachapuz (2007), a profundidade do conhecimento e a promoção de aprendizagens significativas.

No que diz respeito ao desempenho cognitivo, a resolução de problemas exige a reorganização do conhecimento que o aluno (ou o aprendente) já possui. Para o autor da Teoria da Aprendizagem Significativa *David Ausubel*, e para quem posteriormente a adotou e desenvolveu (Novak & Gowin, 1996; Novak, 2000;

Moreira & Buchweitz, 1993), o conhecimento encontra-se armazenado e organizado na mente humana obedecendo a uma determinada lógica ou critério. Quando, de uma forma geral, é necessário assimilar nova informação para resolver uma situação problemática, o processo terá que incluir a busca dessa informação. O processo pode passar pela formulação de hipóteses, de questões, pela pesquisa de informação, ou pela experimentação. Para estes autores, a forma como os conceitos prévios (que o aluno já possui), se organizam e se encontram diferenciados na sua mente, vai influenciar a capacidade para resolver o problema. Daí a importância que adquire a confrontação antecipada dos alunos com o que já conhecem acerca do assunto em causa, para a qual já alertámos quando referimos as atividades do tipo POE.

Pelo exposto consideramos que estratégias de aprendizagem baseada na resolução de problemas de acordo com uma metodologia de ensino por investigação ou por descoberta orientada (*e.g.* Novak, 2000; Vasconcelos, 2010): *i)* adequa-se à compreensão de fenómenos geológicos complexos, mal-estruturados, que não pode e não deve ser feita segundo uma organização linear, correndo o risco de induzir a aquisição de concepções erróneas (ditas alternativas em muita literatura) cuja desconstrução, nos níveis mais avançados do conhecimento será muito difícil (Jonassen, 1999); *ii)* desenvolve capacidades investigativas; *iii)* desenvolve o pensamento crítico e a capacidade de argumentação, principalmente se for realizada em grupos pequenos (3 a 4 alunos); *iv)* conduz a aprendizagens significativas.

Assim, consideramos que, principalmente a partir do 3º ciclo do Ensino Básico devem ser fomentadas atividades de resolução de problemas com maior ou menor grau de abertura, de complexidade e de estruturação (*ibidem*), de acordo com o nível etário e a progressão da aquisição de capacidades de resolução de problemas por parte dos alunos. O estudo dos fenómenos geológicos, principalmente, se for utilizado num contexto local, envolve conteúdos das várias geociências, cujo conhecimento é mobilizado na resolução do problema, permitindo a sua consolidação, bem como o desenvolvimento de múltiplas capacidades cognitivas e sociais. Por outro lado, a utilização de percursos investigativos próprios da Geologia, como os que expusemos, apresenta múltiplas vantagens para além da aquisição do conhecimento científico, como permitir o conhecimento da natureza desta Ciência e de como ela se constrói.

3.2.6. Ferramentas estruturadoras do conhecimento: Vês de Gowin e Mapas de conceitos

Para planificar as atividades de resolução de problemas que envolvam ou não a experimentação, o professor pode recorrer a instrumentos que permitem melhor organizar o conhecimento e relacionar as duas vertentes de uma investigação, a componente teórica com a componente factual através do problema e das questões de investigação.

O chamado Vê heurístico, epistemológico ou simplesmente Vê de Gowin em homenagem a quem o desenvolveu (Novak & Gowin, 1996), é uma ferramenta que ajuda os alunos e professores a clarificar a natureza e os objetivos do trabalho experimental em Ciências. É frequente que os alunos registem observações de acontecimentos, que as transformem em gráficos, tabelas ou diagramas, que obtenham até conclusões ou afirmações sem saberem muito bem porquê, ou seja, sem saberem o que estão a fazer e para quê, comprometendo aprendizagens com verdadeiro significado. O mesmo se verificou com alguns dos professores que frequentaram uma ação de formação que orientámos em 2006, que não consideravam essencial o enquadramento teórico do trabalho experimental realizado (Deus *et al.*, 2006; Bolacha *et al.*, 2006). O trabalho experimental não é, de forma sistemática, alicerçado e orientado conscientemente por uma base teórica bem definida e estruturada. Uma forma de evitar essa desorientação e falta de relação entre métodos e teoria, é a aplicação do Vê de Gowin, seja como forma de planificação didática pelos professores, seja como forma de estruturação do trabalho a desenvolver, e até como relatório final, pelos alunos.

A investigação científica é vista através do Vê de Gowin como ferramenta que estabelece relações entre conceitos, eventos e factos (Moreira & Buchweitz, 1993). A investigação, através da sua metodologia, estabelece relações entre um dado evento (produzido ou simplesmente observado pelo investigador), os registos que se fazem desse evento e o enquadramento concetual (incluindo teorias e conceitos) utilizado com vista à explicação do evento, acontecimento ou objeto (*ibidem*, p. 87). Acontecimento ou evento é qualquer coisa que acontece ou é forçada a acontecer, enquanto objeto é qualquer coisa que existe ou é observada (Novak & Gowin, 1996, p. 20). A relação entre a parte conceptual, a metodológica e o evento é evidenciada sob a forma de Vê. O vértice do Vê aponta para os acontecimentos que estão na base da produção do conhecimento, tornando claro o objeto de estudo. Este relaciona o evento aos conceitos e teorias, no lado esquerdo, denominado como o *domínio conceptual*, e à metodologia, no lado direito, denominado como o *domínio metodológico*. As questões de investigação encontram-se no centro do Vê pois pertencem a ambos os domínios, dado que desencadeiam a investigação e identificam o fenómeno que se quer estudar.

No processo de registo de observações são necessários conceitos e teorias que sustentam e influenciam a construção do acontecimento e a seleção do que se observa e regista (Moreira & Buchweitz, 1993, p. 22).

Assim, quer os mapas de conceitos quer os “Vês” (Novak & Gowin, 1996; Moreira & Buchweitz, 1993) são instrumentos concisos e com impacto visual, podendo ser muito mais úteis do que os esquemas na planificação de um curso ou de uma aula. Qualquer um dos instrumentos referidos proporciona tanto uma visão global de conjunto como uma ideia das relações entre conceitos (*ibidem*).

A forma de apresentação, através do Vê de Gowin, da planificação das atividades de modelação análoga que aqui propomos, para orientação dos professores, segue os mesmos princípios que os aplicados na Ação de Formação realizada em 2005 (Ação 5.1.- nº 211.23/04 acreditada como ação nº 536- “Curso de Experiências em Geologia: a Natureza no Laboratório”) e descrita em Bolacha *et al.* (2006).

Importa salientar que tal como a construção do conhecimento, a construção do Vê deve ser um processo idiossincrático, ou seja, individual e resultante da reflexão de cada um sobre o acontecimento estudado. Assim, qualquer proposta aqui desenhada não passa disso mesmo. O aluno, o professor, o formador ou o construtor do currículo deve elaborar o seu Vê ou o seu mapa de conceitos, como resultado das suas aprendizagens, e da(s) sua(s) forma(s) de ver o processo de construção do conhecimento. A este respeito, o professor tem que ter em conta, no campo da Filosofia/Epistemologia (fig. 5), as particularidades da Geologia enquanto Ciência autónoma. No final da construção do Vê, dever-se-á averiguar se os juízos cognitivos respondem às questões colocadas e se estão enquadrados pelas teorias expressas no lado esquerdo. Se tal não acontecer será necessária a sua revisão e/ou reconstrução.

A definição relativa a cada um dos campos do Vê que temos utilizado e achamos determinantes na planificação do professor encontra-se expressa na figura 15.

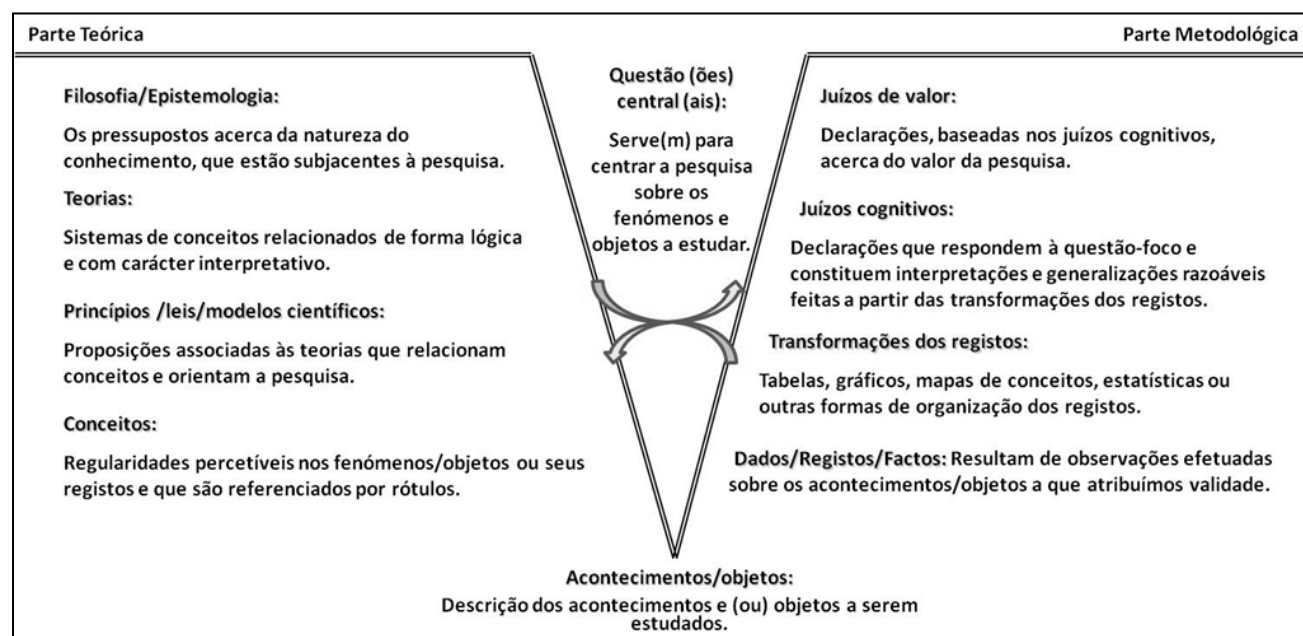


Fig. 15. Estrutura adotada para o Vê de Gowin. As setas significam a interação que deve acontecer, ao longo da investigação, entre as duas componentes do trabalho experimental através da questão central.

4. O que saber (ou não) em Geologia?

No ensino formal, em Portugal, após a generalização da Teoria da Tectónica de Placas (TP) como teoria unificadora dos Saberes geológicos, e as reestruturações curriculares já referidas, assistiu-se a uma consolidação do que deve ou não aprender-se em Geologia, em cada ciclo de ensino. Como já referimos, as abordagens dos conteúdos tendem a ser cada vez mais sistémicas (Mayer, 2001), menos compartimentadas, assentes na resolução de problemas principalmente nos níveis de ensino mais avançados (Ensino Secundário e Universitário).

No entanto, a TP ainda não é revelada como a teoria unificadora de todos os conteúdos pois, por exemplo, a génese das rochas ainda aparece, principalmente em textos didáticos, à parte e sem relação com a TP, contrariando uma das tendências da Educação em Geociências, que tem vindo a ser defendida nas últimas décadas, e que tem por base os Sistemas Terrestres incluindo as respetivas interações e auto-regulações (*e.g.* Hamblin & Christiansen, 1998; Mayer, 2001; Orion, 2007; Raia, 2008).

Para além disso, a necessária atualização de conteúdos não se tem feito sentir em materiais que divulgam o conhecimento para o grande público ou só para o público escolar, como referem Withmeyer *et al.* (2007) e Thomas (2011), não acompanhando como seria desejável, a evolução do conhecimento científico. Estes autores referem-se não só a materiais em suporte papel mas também a tudo o que circula e se possa aceder na internet.

Esta desatualização, no sistema de ensino formal, repercute-se, dos currículos aos manuais escolares e destes às planificações e materiais que os professores elaboram, levando à construção de conceções erróneas ou alternativas, difíceis de substituir. Em nossa opinião, é tão importante detetar as conceções que estão em desacordo com o conhecimento científico mais atualizado, como perceber as suas origens, para evitá-las. Para isso, é preciso não esquecer que a TP é uma teoria que continua em evolução, devido principalmente às dificuldades inerentes ao conhecimento do interior da Terra (que quase só pode ser alcançado por métodos indiretos), à sua dimensão histórica, e à necessidade de reconstituir fenómenos geológicos que decorreram há muito tempo e durante muito tempo.

Assim, passamos a referir primeiro, a teoria que antes da Tectónica de Placas (TP) explicava a formação de bacias e montanhas, incluindo todas as litologias formadas nas diversas fases, a Teoria do Geossinclinal. Passamos depois a explicar alguns dos passos da afirmação da TP, seguindo-se a sua evolução desde os anos 70 até hoje. Por fim, justificamos a importância que consideramos que a Geologia de Portugal pode ter no ensino e divulgação da Geologia desde que explicada por via da Tectónica de Placas e dos ciclos de Wilson.

4.1. Explicação de montanhas e bacias antes da Tectónica de Placas: o Geossinclinal

Antes da aceitação da mobilidade dos continentes, a teoria tectónica mais difundida que explicava as espessas séries sedimentares, os ciclos orogénicos e a formação de montanhas era a teoria do Geossinclinal. James Hall (1811-1898), um dos autores da teoria terá sugerido que uma espessura considerável de sedimentos se depositaria ao longo das margens continentais, provocando subsidência e a formação de uma depressão (Oreskes, 1999). O peso desses sedimentos induziria a subsidência da crosta, permitindo a acumulação de mais sedimentos. Por seu lado, para James Dwight Dana (1813-1895), o outro autor da teoria do Geossinclinal, a acumulação de sedimentos era o resultado da contração térmica da Terra - teoria contracionista, assim como a sua subsequente deformação (*ibidem*). Na sua opinião, à acumulação de sedimentos suceder-se-ia o dobramento e sobrelevação, devido a movimentos verticais, originando uma cadeia de montanhas que, posteriormente, seria erodida. Da erosão da cadeia de montanhas formada resultavam sedimentos, transportados para outra bacia sedimentar, dando início a um novo ciclo *orogénico*. Uma panóplia de termos eram utilizados para descrever associações litológicas do enchimento sedimentar e relativas localizações nos geossinclinais (Kearey *et al.*, 2009), tais como *eugeossinclinal* e *miogeossinclinal* (e.g. Galopim de Carvalho, 1977).

E, apesar dos estudos de Eduard Suess (1831-1914) e Émile Argand (1879-1940) sobre a orogenia alpina, que revelaram a existência de grandes carreamentos, e de séries sedimentares dobradas e intercaladas com ofiolitos, formadas por movimentos *laterais* que vieram questionar o modelo do geossinclinal (Oldroyd, 1996; Allègre, 1999), o conceito persistiu, durante muito tempo, ainda acoplado à TP. O autor desta fusão, Dietz (1972, citado por Withmeyer, 2007), considerava que o denominado Ciclo do Geossinclinal, controlado pela Tectónica de Placas, vinha dar resposta a alguns problemas do modelo, nomeadamente, à sua grande falha que era o de não fornecer um mecanismo plausível que explicasse a origem da deformação (Kearey *et al.*, 2009). A este propósito, um bom exemplo português, por que bem escrito e explicado, é o que pode ler-se nos textos de apoio ao *Ano Propedêutico*, nível de ensino que, nos anos setenta do século XX, foi criado como forma de preparação dos alunos para o Ensino Universitário, da autoria de Galopim de Carvalho (1977). O autor justifica a formação de cadeias de montanhas a partir de

“[...] uma faixa de terreno onde existiu previamente uma depressão mais ou menos complexa e profunda (frequentemente, mais de 10 km, podendo atingir 15 e 20 km), que se encheu de sedimentos, geralmente, à medida que se ia aprofundando. Estes sedimentos são oriundos das áreas circundantes não deprimidas. Estas depressões, sempre alongadas e de grandes dimensões no sentido do comprimento, na ordem dos milhares de quilómetros, constituem o que se convencionou chamar **geossinclinal** (p. 358).

E, na mesma página, mais à frente, explica a formação do geossinclinal, ou de uma bacia com controlo tectónico, no contexto da Teoria da Tectónica de Placas, o que reflete uma significativa evolução face à conceção inicial, apenas no âmbito da Geomorfologia e da Sedimentologia. Vejamos:

“Um geossinclinal é, pois, uma depressão estreita e muito alongada, criada em função de esforços distensivos (divergentes) de que resulta um acentuado adelgaçamento da crosta continental. Este adelgaçamento pode consistir num estiramento contínuo, com consequente redução de espessura da crosta, ou resultar de múltiplas fraturas normais, geralmente paralelas. Em situações extremas estas rupturas podem ser muito profundas e permitir a ascensão de material magmático do manto e, mesmo, a criação de crosta oceânica, como sucede no Mar Vermelho” (*ibidem*).

Note-se ainda os tipos de geossinclinais que o autor ilustra (fig. 16) e, que como é dado constatar, estão perfeitamente inseridos nos diversos contextos tectónicos das placas litosféricas, podendo ser substituídos facilmente por tipos de bacias.

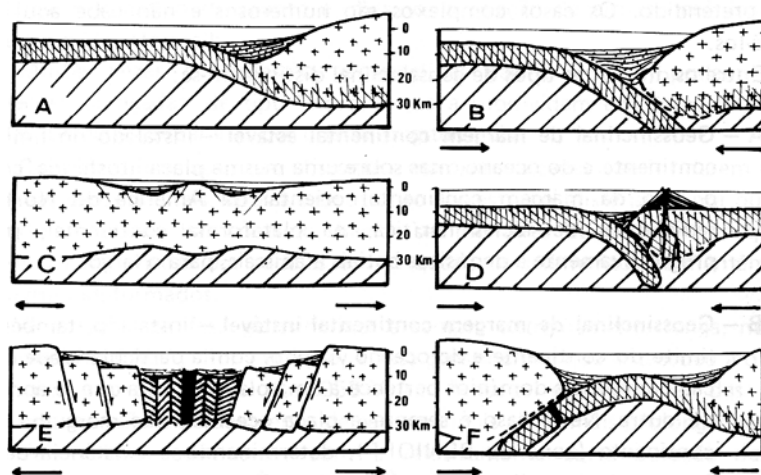


Fig. 16. Tipos de geossinclinal: A) de margem continental estável; B) de margem continental instável; C) intracontinental; D) de arco insular; E) de oceano embrionário; F) de oceano residual (Galopim de Carvalho, 1977, p. 360).

Galopim de Carvalho utiliza, para a definição de Geossinclinal, como principal referência, Mattauer (1973), livro que, ainda hoje, está atualizado relativamente a muitos conceitos de tectónica. Devido à qualidade da escrita e da referência que, continua a ser o professor Galopim de Carvalho, não admira que os seus textos tenham servido e sirvam de referência, preenchendo um espaço vazio em Portugal de textos de apoio ao Ensino da Geologia, direccionados especialmente aos professores do Ensino Secundário, contrariamente ao que acontece, por exemplo, em França (Caron *et al.*, 2003; Lallemand *et al.*, 2005).

O conceito e a teoria do Geossinclinal terá possivelmente levado algum tempo a ser esquecido pelos professores do Ensino Superior e Secundário que tiveram formação naquela época, no entanto, já não fez parte do programa de Geologia da reforma de 1995 (ME, 1995).

4.2. A versão inicial da Teoria da Tectónica de Placas

O caso da TP, estabelecida no final dos anos sessenta, tornou-se paradigmático pelo modo célere como foi estabelecida e alicerçada. O contributo das diversas Geociências e áreas-fronteira associado ao desenvolvimento da tecnologia ocorrido nos anos 50-60 do século XX, derrubou ideias como a da imobilidade dos continentes e dos oceanos, bem como a da expansão da Terra por, então, ter fornecido uma explicação geral e simples das observações geológicas e geofísicas (Anderson, 2006).

O sucesso da TP baseou-se, segundo Ribeiro (2002), em duas características da teoria: a sua generalidade porque explica a tectónica de todo o globo, e a sua simplicidade baseada no postulado da rigidez das placas. As placas, inicialmente, à volta de 11, eram movidas por correntes de convecção, desenvolvidas de baixo para cima, devido ao gradiente geotérmico, num manto essencialmente homogéneo do ponto de vista químico. Apesar de se tratar de uma teoria geológica é, ainda frequentemente, vista como teoria física que, através da cinemática e da dinâmica descreve o movimento de placas numa esfera.

Os continentes moviam-se em resposta ao crescimento dos fundos oceânicos entre eles. A crosta oceânica formava-se na “crista média-oceânica”, onde o magma ascendia, acumulando-se de um lado e outro da crista. O movimento lateral da crosta oceânica, feito por correntes de convecção no manto superior era comparado com uma correia transportadora ou “tapete rolante” (Kearey *et al.*, 2009). Os continentes mover-se-iam de forma passiva como consequência da expansão dos fundos oceânicos, ainda sem ter em conta que tudo se passa numa “esfera” onde existem problemas de espaço.

E, para que a superfície da Terra não aumentasse, era necessário que a crosta oceânica fosse, em simultâneo, reabsorvida nas fossas oceânicas. Estas são grandes depressões batimétricas, situadas nas margens de alguns oceanos e hoje associadas com intensa atividade sísmica e vulcânica (*e.g.* Kearey *et al.*, 2009).

As fossas oceânicas tinham sido descobertas pelo geodesta holandês Felix Vening Meinesz (1887-1966) na Indonésia e nas Caraíbas, em 1923, durante expedições holandesas submarinas. Utilizando a sua nova tecnologia, um gravímetro aperfeiçoado, descobriu anomalias gravimétricas negativas que associou à existência de profundas depressões. Sugeriu o conceito de *downbuckling* (encurvamento para baixo) que seria causado por compressão horizontal, levando à formação do que chamou *tectogene* (Moore & Twiss, 1995; Oreskes, 1999). Mais tarde, Arthur Holmes propôs que o *tectogene* se formasse em resposta a correntes de convecção descendentes no manto (1944). Depois, Kuenen (1936) e Griggs (1939) construíram modelos experimentais para confirmar a plausibilidade dos processos físicos, como explicaremos no capítulo III.

O primeiro cientista a propor uma relação causa-efeito entre a convecção mantélica e o movimento dos continentes foi Arthur Holmes (1890-1965) a partir de 1928, inspirado nos estudos de Émile Argand (1876-1940) sobre os carreamentos nos Alpes e nos seus próprios estudos sobre a radioatividade e a produção de calor a ela associada. Apesar de outros cientistas terem também proposto e discutido a convecção mantélica como motor da deriva continental, terá sido Holmes quem, entre o final dos anos 20 e a primeira metade dos anos 30 do século XX, melhor explicitou e, consistentemente, defendeu o modelo (Oreskes, 1999). Mais tarde, no seu livro publicado, pela primeira vez, em 1944, “Principles of Physical Geology”, reafirma a ideia de que as dorsais oceânicas são consequência das correntes ascendentes mantélicas. Este livro terá tido, nos anos 50, grande difusão nos meios universitários (*ibidem*).

Pode-se dizer que o mobilismo através da deriva continental se afirmou, entre o final dos anos 20 e o início dos anos 30 do século XX. É claro que muito conhecimento se aprofundou depois, mas os princípios básicos estavam estabelecidos. A prova é que o principal mecanismo proposto como causa do movimento das placas, ou seja, a convecção mantélica, continuou a vigorar e a ser incluído na Teoria da Tectónica de Placas nos anos 60-70 (Oreskes, 1999). O modelo da expansão dos fundos oceânicos foi sendo sempre sucessivamente aperfeiçoado.

Para alguns cientistas dessa época, anos 20-30, cujo conhecimento sobre os continentes que tinham formado a Gondwana, era maior porque mais próximo, era natural que o mobilismo fosse uma “escolha satisfatória” (Giere, 1988). Não admira, por exemplo, que os geólogos e geofísicos holandeses (que tinham adquirido também maior conhecimento sobre os fundos oceânicos, como Meinesz, acima referido), para além dos sul-africanos, ou também dos australianos, estivessem entre os principais defensores da deriva continental. Eles tinham não só adquirido maior conhecimento sobre algumas litologias continentais mas também sobre os fundos oceânicos.

Em 1945, Holmes explicava que o magma basáltico ascendia nas dorsais médio-oceânicas formando nova crosta oceânica que viria a ser mais tarde destruída nas fossas. O “afundamento” (*sinking* em inglês) da crosta oceânica no manto era facilitado porque o basalto ou o gabro, sendo sujeitos a metamorfismo, transformavam-se em eclogito, rocha de maior densidade, dedução que é coerente com o conhecimento atual (Oreskes, 1999, p. 270). É este, o modelo que foi apresentado por Hess, em 1962 (fig. 17).

A teoria da expansão dos fundos oceânicos foi confirmada no período entre 1963 e 1966, seguindo a hipótese de F. J. Vine e D. H. Matthews de que as polaridades magnéticas das rochas dos fundos oceânicos pudessem ser explicadas em função da expansão dos fundos oceânicos e das inversões periódicas do campo magnético terrestre. Neste modelo, a crosta oceânica era vista como uma fita magnética em que ficavam registadas aquelas inversões (Kearey *et al.*, 2009). Terá sido Tuzo Wilson (1908-1993), geólogo e professor na Universidade de Toronto, que terá sugerido que, para confirmar a hipótese de Vine e Matthews, seria necessário que os padrões de inversão magnético fossem simétricos de um lado e outro da dorsal oceânica

(Giere, 1988). Por outro lado, a sucessão irregular das inversões do campo magnético permitiu a datação das litologias dos fundos oceânicos e, assim, calcular a velocidade da expansão dos mesmos.

Faltava mais um importante conceito que iria integrar a TP, o de falha transformante. Para além dos dois tipos de limites de “partes da superfície da Terra” (*ibidem*) que já integravam o modelo de Hess, as dorsais em que novo material era acrescentado, e as fossas em que, eventualmente, esse material retornava ao manto, Tuzo Wilson veio a acrescentar um terceiro. O mesmo delimita partes de litosfera adjacente, mas o movimento faz-se lateralmente, seccionando a dorsal. O exemplo estudado por Wilson e Vine foi a dorsal do Pacífico Nordeste, que denominaram Juan de Fuca e, que se encontra seccionada pela Falha de Sto. André (a que voltaremos no cap. IV).

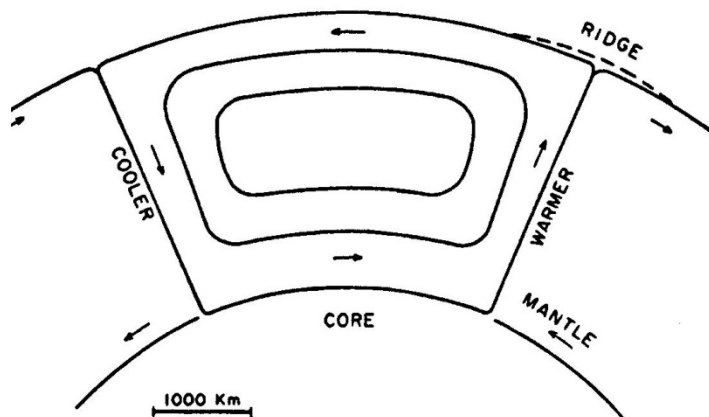


Fig. 17. Modelo de Hess (1962) sugerindo que a transferência convectiva do calor mantélico seria a causa para a deriva continental (retirado de Oreskes, 1999).

O conceito de litosfera terá sido definido em 1914 por Joseph Barrell (1869-1919), baseando-se nas significativas anomalias gravimétricas encontradas na crosta continental, a partir das quais deduziu a existência de uma camada superior rígida, - **litosfera**-, por cima de uma camada *mais fraca*, com comportamento *fluido*, que designou por **astenosfera**. Estas ideias foram, mais tarde (1940), desenvolvidas pelo geólogo americano Reginald Daly (1871-1957), e aceites pelos geólogos e geofísicos, mas só mais tarde ainda, aplicados na TP.

Parece ter sido Tuzo Wilson, em 1965, quem primeiro propôs a TP, definindo a natureza das placas, os seus limites, bem como o movimento contínuo entre elas, se bem que não tivesse, ainda em conta que esse movimento se desenrola numa esfera e não numa Terra plana (Burke, 2011). Só em 1967, num congresso da AGU (American Geophysical Union), Jason Morgan (nasceu em 1935) afirmaria que, sendo a superfície terrestre dividida em placas rígidas, os seus movimentos laterais, colocados em evidência por Vine e Matthews, podiam ser descritos pelas regras matemáticas da geometria da esfera (Allègre, 1999).

Os movimentos sobre uma esfera regem-se pelo teorema de Euler que estabelece que o movimento de uma porção da esfera sobre a sua superfície é definido unicamente por um movimento de rotação angular à volta de um polo de rotação (Kearey *et al.*, 2009). O movimento de um continente ou de uma placa são assim descritos relativamente ao polo e ao ângulo de rotação respetivos (fig. 18).

Com o intuito de reconstituir o movimento passado das placas, a partir da idade dos fundos oceânicos, os fundadores da TP, entre eles, Tuzo Wilson, concluíram que só o poderiam fazer para idades até ~180 Ma, isto é, a idade dos fundos oceânicos mais antigos (o valor considerado atualmente é de 200 Ma). E, se a deriva continental era um fenómeno que decorria há já “algum tempo” na História da Terra, então, concluiu Wilson, que uma sucessão de bacias oceânicas, ter-se-iam formado, diminuído de largura e fechado completamente de novo (Burke, 2011).

Wilson utilizou análogos modernos (*vide* quadro 3 e fig. 19) como exemplos dos diversos estádios do ciclo, a que, mais tarde, foi dado o seu nome, *ciclo de Wilson*. Contrariamente à ideia de Wilson, o ciclo foi interpretado por alguns como tratando-se de um processo linear, em que o mesmo continente se fraturava e reconstituía sucessivamente (*ibidem*).

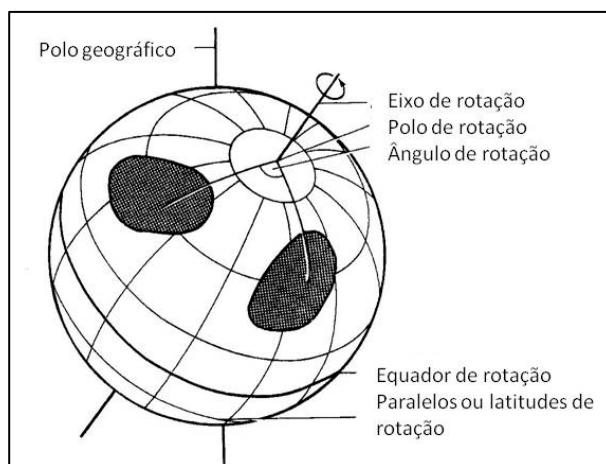


Fig. 18. Teorema de Euler- o movimento de um continente ou de uma placa pode ser descrito por uma rotação angular em torno de um polo (adaptado de Kearey *et al.*, 2009).

Quadro 3. Estádios do Ciclo de Wilson e exemplos atuais para cada estágio [adaptado de Burke (2011), por sua vez copiado da segunda versão da tabela elaborada por Wilson e publicada em *Physics and Geology* de Jacobs *et al.* (1973)].

Estádio	Análogo moderno
1. Embrionário	Rifte Leste-Africano
2. Juvenil	Mar Vermelho, Golfo de Aden
3. Maturidade	Oceano Atlântico
4. Declínio	Oceano Pacífico
5. Terminal	Mediterrâneo
6. Sutura	Leito do Rio Indo nos Himalaias

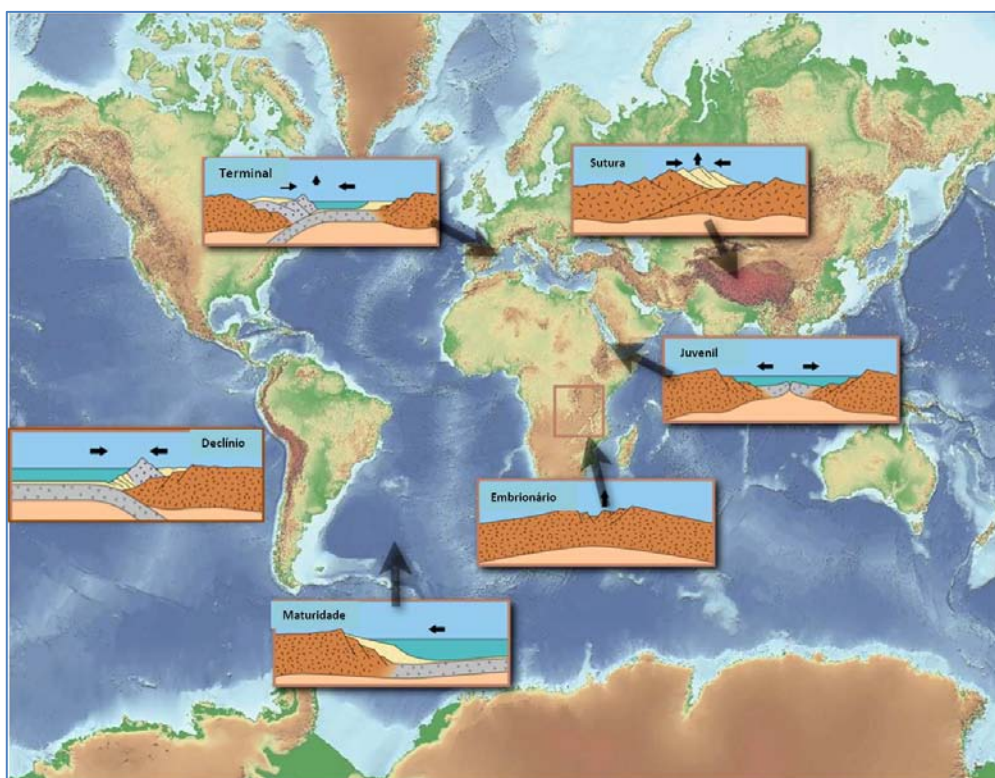


Fig. 19. Análogos modernos utilizados por Wilson para os 6 estádios do ciclo que tomaria o seu nome (adaptado de Wikipedia- http://en.wikipedia.org/wiki/File:Wilson-stages_hg.png).

Assim, a TP apresentada no final dos anos 60, era a teoria global há muito ambicionada pelos geólogos, não só capaz de explicar fenómenos como o vulcanismo, a sismicidade e as orogénias (Mattauer, 1998), mas também de fornecer fundamentos mais sustentados à Geologia Económica, permitindo a localização de depósitos metálicos e de combustíveis fósseis. Afinal, terá sido num encontro anual de Geólogos (americanos) do Petróleo (AAPG), ocorrido em 1926, em Nova Iorque, que essa necessidade foi colocada em público (Powell, 2001). Por um lado, os presentes não aceitavam a teoria da deriva continental de Alfred Wegener (1880-1930), proposta em 1912, por outro lado, procurava-se uma síntese que interrelacionasse áreas distintas como a tectónica, a paleontologia ou a geodesia. Essa urgência resultou numa construção lenta e persistente do conceito de mobilidade da superfície terrestre, protagonizada por inúmeros cientistas, essencialmente geólogos e geofísicos, que beneficiaram de métodos e técnicas que foram sendo sucessivamente aperfeiçoados desde os anos 20 até à atualidade. Ao contrário do que é veiculado habitualmente, essa construção do conhecimento que desaguou nos anos 60-70 com o estabelecimento da Teoria da Tectónica de Placas foi, para muitos cientistas, interrompida durante a segunda guerra mundial, porque os seus países foram afetados e/ou eles próprios participaram nela, como, por exemplo, Harry Hess e David Griggs (Oreskes, 1999).

Ao contrário do que habitualmente é referido, não nos parece que tenha havido uma *revolução científica* sob o ponto de vista de Kuhn (1996), pois os dados que apoiam a mobilidade da superfície

terrestre, foram sendo acumulados desde os anos 20, sendo confirmados (e continuam a sê-lo) mais tarde, por novas técnicas, como o sonar, a magnetometria ou as medições por satélite (Giere, 1988; Oreskes, 1999). É claro que, só nos anos 60, devido à evolução das tecnologias e dos meios de transporte marítimos, foi possível, estabelecer a teoria da expansão dos fundos oceânicos e também da mobilidade dos continentes como nova visão da Terra; no entanto, os limites de placas, ou como antes se dizia, de porções de superfície terrestre, já eram conhecidos (com exceção apenas das falhas transformantes). É nesta perspetiva que faz sentido considerar que o verdadeiro “pai da mobilidade continental” seja, segundo Anderson (2006), Alfred Wegener.

Por outro lado, é preciso não esquecer que a evolução da TP tem persistido desde os anos 70, não parando, como é comum a muitas teorias. Como lembram Moores & Twiss (1995), o nosso entendimento dos processos (estruturais e tectónicos) melhora gradualmente através da contínua repetição das observações, dos modelos que se constroem baseados nessas observações, fazendo previsões a partir dos modelos, testando os modelos com novas observações e modificando esses modelos (p. 5).

Esta evolução contínua da TP para que se espelhe no Ensino, exige uma atualização constante dos materiais que a transmitem e divulgam, evitando o risco de se estar a ensinar e divulgar História da Ciência como se de Ciência se tratasse. É preciso, no entanto, não esquecer que se deve adequar os conteúdos ao público-alvo.

Apontam-se a seguir algumas das modificações relativamente à teoria inicial ou aspetos menos disseminados no Ensino.

4.3. Teoria da Tectónica de Placas: umas décadas depois

Para melhor convencer a comunidade científica e outros sectores, os autores da TP apresentaram modelos (aparentemente) simples (fig. 20) e facilmente perceptíveis (Thomas, 2011), dado enquadrarem-se num novo paradigma (Kuhn, 1996) ou visão da Terra. Quando uma teoria nova põe em causa ideias e formas de pensar, a sua transmissão não é fácil, sendo importante alguma simplificação para ultrapassagem de obstáculos epistemológicos, ou seja, de formas de pensar mais tradicionais.

A TP “dos anos 60-70” veio contrariar ideias fixistas, relacionadas, por um lado, com a imobilidade de continentes e oceanos, por outro, com a expansão ou

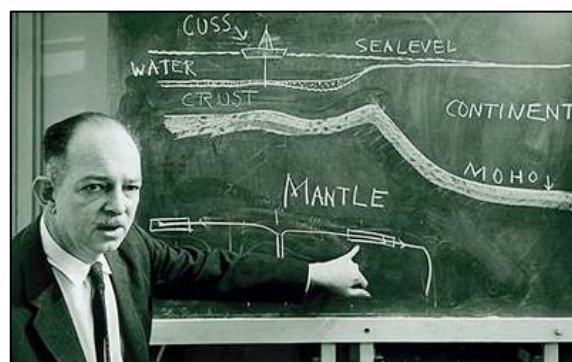


Fig. 20. Harry Hess explicando o modelo da expansão dos fundos oceânicos (in http://www.mnh.si.edu/earth/text/4_1_2_2.html (acedido em 01/08/2013)).

com a contração da Terra. A TP conseguiu refutar essas ideias e afirmar-se com alguma celeridade por ser a primeira teoria a fornecer uma mais simples, geral e unificada explicação dos fenómenos geológicos observáveis à superfície da Terra a partir, principalmente, de dados geológicos e geofísicos (Anderson, 2006; Kearey *et al.*, 2009). O reconhecimento da natureza dinâmica de um planeta “aparentemente sólido” deu a entender que houve modificações em diversos aspetos dos sistemas terrestres no passado (Kearey *et al.*, 2009, p.8). Hoje considera-se que, por exemplo, alterações na atividade vulcânica, afetam a composição química dos oceanos e da atmosfera, enquanto variações na taxa de expansão oceânica podem explicar variações no nível médio das águas do mar no passado, bem como modificações na configuração dos continentes. Sabe-se também que a formação de montanhas causa alterações na circulação do ar e nas correntes oceânicas (*ibidem*). A Tectónica de Placas permite assim, na atualidade, um conjunto muito grande de explicações sobre os mais diversos fenómenos terrestres bem como sobre as suas intrincadas interrelações.

Nos anos 60-70, os modelos, analogias e metáforas utilizados por cientistas, como Harry Hess (1906-1969), e divulgadores de Ciência, tiveram um papel importante na disseminação da TP também no Ensino. A transposição didática (*vide* Glossário) de um modo geral, parece ter sido acompanhada de uma simplificação ainda maior dos modelos apresentados pelos cientistas da época. Hoje, para além da sua atualização, esses modelos, deveriam ser acompanhados de uma frutífera discussão das suas limitações.

Passamos a referir alguns modelos da TP que sofreram algumas alterações e/ou que vulgarmente não são mencionados nos currícula e materiais de apoio escolares.

A teoria da TP inicial ou o modelo “standard” segundo Anderson (2006) pressupunha uma homogeneidade quer da litosfera quer da astenosfera, quer de todo o manto. O manto superior homogéneo era considerado a fonte dos magmas homogéneos que ascendem nas dorsais médio-oceânicas e que formam a nova crosta oceânica. Os basaltos que a formam, os MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalts), eram considerados homogéneos (*ibidem*). Apesar de na atualidade tenderem a ser considerados uniformes, os MORB mostram algumas variações, reveladas principalmente pelos elementos-traço, por exemplo quando se compara os MORB do Oceano Atlântico com os do Oceano Índico (Turcotte & Shubert, 2002). Tendo sido considerados como homogéneos, a sua fonte seria vista também como homogénea, ou seja, o manto superior, designado também por alguns autores como manto convectivo (Hofmann, 1997; citado por Anderson, 2006). É assim de realçar que a homogeneidade do manto, principalmente do manto superior é uma simplificação. Algumas das heterogeneidades do manto superior (parte do manto melhor conhecida), são provavelmente introduzidas pelo processo da subducção que transfere, por exemplo, água, sedimentos e fragmentos de crosta oceânica para zonas profundas consoante a sua densidade (Anderson, 2006) e ao longo de milhões de anos.

O próprio conceito de placa, é uma metáfora, que pode induzir a ideia de uma litosfera rígida e homogénea (Thomas, 2011). As placas são rígidas no sentido de que os movimentos relativos das placas podem ser descritos por rotações angulares em volta de um polo de Euler numa esfera, como atrás referido. No entanto, há que ter em conta que as placas modificam-se, não são permanentes como se pode demonstrar contando a história geológica no contexto dos ciclos de Wilson (*vide* capítulo II).

Apesar de se saber que o termo rígido não implica, na verdade, a rigidez e indeformabilidade das placas (Twiss & Moores, 1995), a teoria inicial colocava um maior enfoque na deformação que ocorre nos seus limites, desvalorizando a deformação intraplaca que, quando se trata de documentos de divulgação é praticamente desprezada. Segundo Turcotte e Schubert (2002), devido à sua baixa temperatura, as rochas da litosfera só se deformam consideravelmente de uma forma permanente em intervalos de tempo superiores a 10^9 anos (1 Ma), mas deformam-se! Assim, é importante esclarecer a que tipo de deformação litosférica nos referimos, à instantânea ou à que se produz lentamente ao longo de milhões de anos.

Uma prova de que a deformação não se restringe aos limites de placas é dada pela ocorrência de sismos intraplaca (deformação frágil) que afeta muitos locais da superfície terrestre, incluindo o interior de Portugal. Porém também a deformação dúctil parece ter afetado a micro-placa ibérica durante a colisão cenozoica (Fernández-Lozano *et al.*, 2011), assunto a que voltaremos no cap. IV.

Ainda no que diz respeito à deformação da Ibéria, é de referir que no final do Mesozoico, a expansão da litosfera do Oceano Atlântico pode ter contribuído para a deformação da litosfera (Ribeiro, 2002), de acordo com a perspetiva de placas não rígidas (principalmente em relação à litosfera oceânica), também defendida por outros autores (*e.g.* Anderson, 2006).

As dorsais (ou cristas) tinham na versão inicial da TP a designação de “médio-oceânicas” (e que persiste mesmo em textos científicos) porque no Oceano Atlântico a crista se situa, sensivelmente à mesma distância dos continentes que o limitam, o que já não acontece, por exemplo, no Oceano Pacífico (Thomas, 2011). Contudo, a atual assimetria deste Oceano resulta de já se encontrar em processo de fecho, e de a subducção acontecer num planeta esférico.

Um dos primeiros modelos para explicar os movimentos das placas (litosféricas) sugeria a existência de “correntes de convecção” (*e.g.* Hamblin & Christiansen, 1998) na astenosfera ou abrangendo também a mesosfera (consoante o modelo considerado). As referidas correntes de convecção seriam as responsáveis pelo movimento das placas sendo que estas, por sua vez, teriam pouca ou nenhuma influência na convecção (*ibidem*). Este modelo tem sido divulgado nos textos didáticos desde os anos 70 (fig. 21) através de uma experiência de convecção. Segundo Allègre (1999), Turcotte e Oxburgh, em 1967, terão utilizado uma experiência semelhante para justificar os limites convergentes e divergentes de placas, em que as dorsais marcariam as correntes ascendentes enquanto as zonas de subducção coincidiriam com o local de descida das correntes de convecção. Esta experiência pode ser melhorada para que se torne mais análoga

relativamente à realidade, no entanto deve ser encarada com uma sobressimplificação, mesmo que o material utilizado para simular a astenosfera não seja água mas qualquer outro líquido com baixa viscosidade; ou que seja utilizada uma estrutura que tape o líquido e que simule a litosfera.

Com efeito, a ausência de um análogo da litosfera à superfície modifica as condições da convecção por baixo dela (Anderson, 2006), como o tentaram demonstrar Zhong e Zhang (2005). Para além destes (*ibidem*), outros autores (Anderson, 1982; Sears, 2006) consideraram que um supercontinente (hipoteticamente, a Pangea, a Gondwana ou a Rodinia), ou seja, uma grande extensão de litosfera continental pode ser responsável pela sua própria fraturação, comportando-se como um sistema auto-organizado (Zhong & Zhang, 2005).

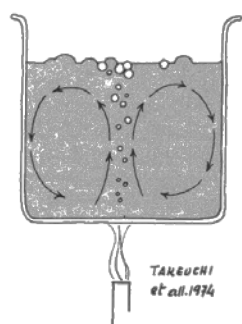


Fig. 21. Experiência de convecção – imagem copiada de Galopim de Carvalho, 1977. O aquecimento é local e a convecção é linear.

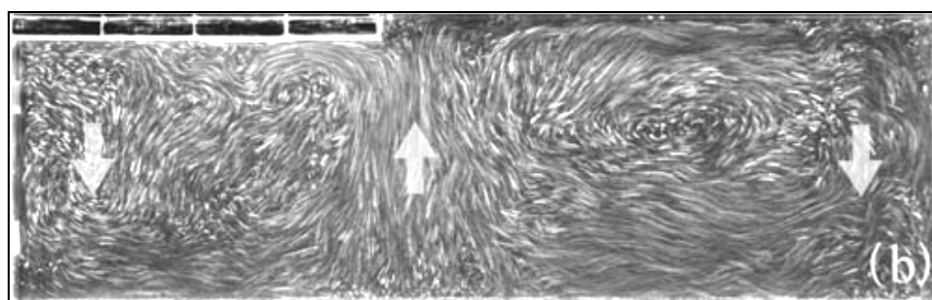


Fig. 22. Um dos estádios da experiência de Zhong e Zhang (2005) para testar a influência de uma fronteira superior num fluido em aquecimento num recipiente de vidro. À esquerda em cima encontra-se o análogo do supercontinente. Este influencia o desenho das correntes de convecção que por sua vez induzem o seu movimento.

Através do modelo experimental (fig. 22), os seus autores (*ibidem*) concluíram que, ao isolar mais intensamente a astenosfera, a grande extensão de litosfera continental do supercontinente pode induzir, naquela, anomalias térmicas, de que decorrem modificações na convecção inicial, caracterizada por “pequenas plumas térmicas”, dado que o aquecimento é uniforme ao longo da base do recipiente e não localizado como na experiência da fig. 21.

É ilustrado, no modelo clássico da fig. 21, apenas o mecanismo de convecção da astenosfera (ou também da mesosfera), por via da manipulação de uma só variável, o aumento do gradiente geotérmico com a profundidade. Para além desse aspeto, sabe-se que a convecção não é o único mecanismo responsável pelo movimento das placas, que não deverá depender só da variação do gradiente geotérmico e que pode até nem ser, segundo alguns autores (e.g. Hamblin & Christiansen, 1998; Anderson, 2006, Turcotte & Schubert, 2002), o mecanismo mais influente.

A litosfera continental terá influência na convecção da própria astenosfera ou também na mesosfera (consoante se considere um modelo convectivo de duas camadas, astenosfera e mesosfera, ou abrangendo todo o manto não litosférico), por um processo semelhante ao da experiência de Zhong e Zhang (2005). Por outro lado, ao divergir a partir da dorsal oceânica, a placa litosférica oceânica sofre contração térmica,

aumentando a sua densidade, levando provavelmente ao “afundamento” do seu extremo mais denso na astenosfera, ou seja à subducção. Esta “entrada” de litosfera oceânica na astenosfera, a que estão associados também sedimentos e água, com menor temperatura, vai com certeza induzir anomalias químicas e térmicas. Neste modelo, o movimento da placa é induzido pelo aumento da sua densidade, podendo influenciar a convecção em vez de ser apenas uma consequência dela (*e.g.* Anderson, 2006; Hamblin & Christiansen, 1998).

É assim importante considerar que existe uma panóplia de forças e mecanismos responsáveis pelo movimento das placas e ainda não completamente esclarecidos porque se trata do estudo de processos que decorrem durante milhões de anos e em zonas profundas da Terra, só detetáveis por métodos indiretos.

Desde os anos 70 (Forsyth & Uyeda, 1975; citados em Kearey *et al.*, 2009) que, para além da convecção referida como “mantélica” (apenas decorrente do aumento do gradiente geotérmico com a profundidade) terão sido consideradas várias forças como responsáveis pelo movimento das placas. Associadas a elas costumam também ser destacadas as que provocam resistência ao movimento. No entanto, parece que nem sempre os programas e materiais de apoio ao ensino, tiveram (têm?) esses aspetos em consideração (*e.g.* Thomas, 2011).

Ao nível de uma zona de subducção, as forças envolvidas no movimento das placas são várias (fig. 23). A placa em subducção devido ao aspeto acima referido, o aumento da densidade de um dos seus extremos, provoca uma força de tração, designada por *slab pull* (puxão da placa em português), sobre o resto da placa que se encontra à superfície (F_{SP} ; fig. 23). A força que induz o mergulho da placa na astenosfera é designada, em Kearey *et al.* (2009) por *negative buoyancy* (flutuabilidade negativa ou contraste de densidade em relação à astenosfera), F_{NB} na fig. 23. De forma mais simplificada, em Hamblin & Christiansen (1998), estas duas forças parecem ser designadas em conjunto por *slab pull*, apesar da primeira, ou seja, a maior densidade do extremo da placa ser a causa do *slab pull*. Associada à subducção, à superfície, num limite oceano-continente, a litosfera continental fica sob a influência de uma força de tração que é designada em Kearey *et al.* (2009) por *trench suction* (sucção de fossa em português; fossa por naquela zona existir habitualmente uma depressão devido à subducção), F_{SU} na fig. 23. Esta força de sucção (que é de tração) pode também ter como causas, o aumento do ângulo de subducção da placa à medida que mergulha na astenosfera; ou o recuo da placa em subducção, força denominada por *roll back*.

Por sua vez, as forças de resistência que se opõem ao movimento de subducção, localizam-se ao nível da fossa na litosfera continental (R_o), e da astenosfera (R_s), opondo-se à descida da placa (*ibidem*, p. 389).

Nas dorsais oceânicas, a força de *ridge push* (F_{RP} na fig. 23) atua no limite das duas placas oceânicas. É referida essencialmente como uma força gravítica (*e.g.* Hamblin & Christiansen, 1998; Kearey *et al.*, 2009) provocada pelo magma que ascende, solidifica e se acumula dos dois lados da dorsal. A formação do magma

deve-se à divergência das placas. Esta provoca descompressão adiabática (*vide* Glossário), levando à fusão parcial do peridotito mantélico e originando magmas basálticos que ascendem.

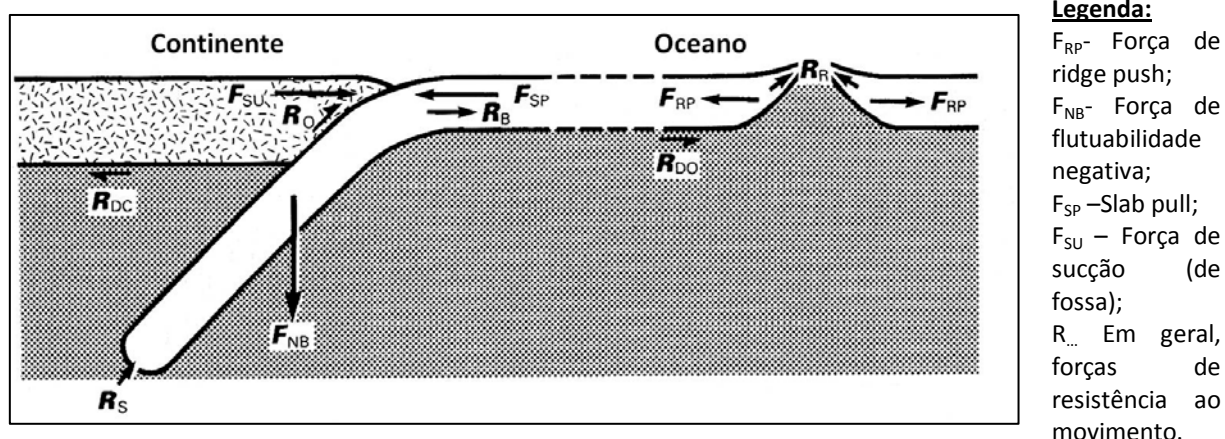


Fig. 23. Algumas das forças que podem ser responsáveis pelo movimento das placas. Adaptado de Kearey *et al.* (2009).

Assim, ao longo da dorsal, a temperatura é mais elevada, os materiais são menos densos, provocando um empolamento da litosfera oceânica. À medida que o basalto formado vai solidificando vai-se tornando mais denso e, por ação da gravidade vai provocando a compressão da litosfera oceânica de cada lado da dorsal (*e.g.* Kearey *et al.*, 2009). A placa acaba assim por se mover lateralmente devido ao deslizamento gravítico (Turcotte & Schubert, 2002).

É importante não esquecer que a divergência das placas poderá ter, para além de outras forças, também a contribuição da convecção astenosférica ou envolvendo zonas mais profundas do manto, incluindo a ocorrência de plumas mantélicas (Kearey *et al.*, 2009).

Para além das forças de resistência ao movimento das placas já referidas, existem outras como a resistência basal (designada em inglês por *basal drag*) que é a força que a astenosfera exerce na base da placa (*e.g.* Kearey *et al.*, 2009; Hamblin & Christiansen, 1998; Thomas, 2011).

Assim, para exemplificar ou averiguar (no Ensino e na Divulgação) os mecanismos que contribuem para a movimentação das placas e, conseqüentemente para a deriva continental, seria adequada a utilização de outros modelos experimentais que não apenas o “tradicional” das correntes de convecção.

A subducção pode ser simulada de forma simples, como é sugerido no sítio da internet, “GéoManips” do CNRS (in http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/02_subduction/04_subduction_plaques/03_pedago/04a.htm#05 acedido em 26/07/2013), utilizando um líquido viscoso como farinha de tapioca cozida em água, como análogo da astenosfera e, uma “placa” de um material deformável para simular a litosfera, colocadas dentro de um recipiente de vidro (fig.24). A viscosidade da “astenosfera” pode ser previamente avaliada de

forma qualitativa, sendo o mergulho e recuo da placa medidos, bem como o tempo que o processo demora. A placa começa por sofrer uma ligeira inflexão, iniciando o mergulho à medida que sofre um recuo.

Associando mais do que uma placa, como é descrito no mesmo sítio da internet, a experiência pode ilustrar a formação de bacias de *fore-arc* (à frente do arco vulcânico) e de *back-arc* (atrás do arco vulcânico).

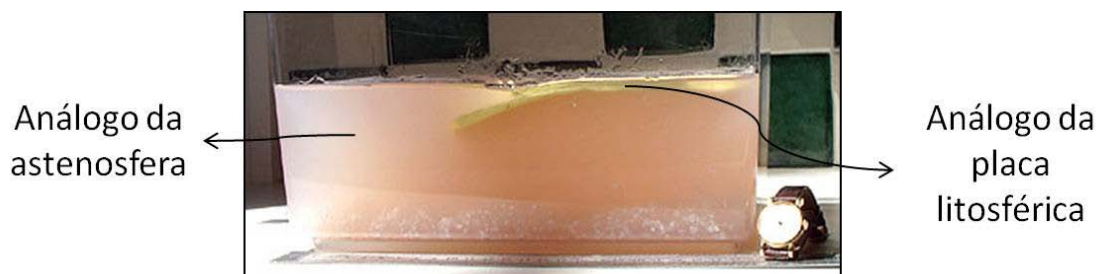


Fig. 24. Experiência de modelação análoga – subducção e *slab pull* de uma só placa. Adaptado de Geomanips-
http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/02_subduction/04_subduction_plaques/03_pedago/04a.htm#05
(acedido em 31/08/2012). O relógio e a régua são instrumentos de medida do tempo e do espaço.

Numa das experiências reveladas no mesmo sítio (da internet), é colocada em destaque a convecção como consequência da subducção, enquanto em experiências de carácter (mais) científico, são associadas outras variáveis. Como atrás referido, sendo os fenómenos geológicos, frequentemente resultantes de diversas causas, será aconselhável a utilização de modelos em que se investiguem diversas variáveis, bem como de vários modelos diferentes para representar os movimentos de placas litosféricas.

As anomalias de densidade e de temperatura que a introdução de materiais litosféricos, nas zonas de subducção, provocam no manto superior, induzem ou influenciam a convecção e, em simultâneo, fenómenos de deformação à superfície (na placa litosférica, que incluem quer processos compressivos quer distensivos) levando à formação de montanhas e prismas acrecionários, magmatismo, metamorfismo, erosão e formação de rochas sedimentares; em suma, todo o ciclo petrogenético. De acordo com esta perspetiva, a subducção é um dos principais motores da convecção e do movimento das placas, mais do que as dorsais oceânicas, passando estas a ter um papel menos ativo.

Na subducção é também *agora* metamorfozizada e desidratada a litosfera continental, contrariando a ideia veiculada na primeira versão da TP de que os continentes eram uma espécie de *espuma da Terra*, jamais subductados e reciclados. A subducção era unicamente associada à litosfera oceânica apesar de por exemplo Mattauer (1973), já referir a subducção continental.

Outro aspeto pouco mencionado em currículos e materiais de apoio ao Ensino Secundário, nomeadamente para a reconstituição de oceanos antigos é o referente aos ofiolitos, relíquias de crosta (ou em alguns casos, litosfera) oceânica no interior de continentes. Esses blocos de crosta oceânica, carregada e imbricada conjuntamente com arcos vulcânicos e outras formações geológicas, no interior de continentes

(fig.25), encontram-se ao longo de suturas e/ou como parte de cadeias orogénicas, e terão sido incorporados durante a fase colisional de uma orogénese (e.g. Nicolas, 1999; Fonseca, 1995).

A estrutura dos complexos ofiolíticos é semelhante à da crosta oceânica, apresentando, quando completo, a seguinte estrutura simplificada (estabelecida em 1972, na *Penrose Conference*), de cima para baixo: *i*) Complexo vulcânico básico de lavas em forma de rolo ou almofada – *pillow-lavas*; *ii*) Complexo filoniano máfico composto por filões verticais (diques em diques); *iii*) Complexo gabroico, estratificado na base, contendo cumulos peridotíticos e piroxeníticos (corresponde às câmaras magmáticas); *iv*) Complexo ultramáfico, constituído por peridotitos tectonizados ou tectonitos (e.g. Hamblin & Christiansen, 1998; Nicolas, 1999). Podem ainda incluir sequências sedimentares, assentes nas lavas em almofada. Pormenoriza-se este assunto no capítulo II.

As cadeias de vulcões *intra-placas*, os denominados *hot-spots*, é outro dos aspetos da TP que não tem sido alvo de consenso. Foram caracterizados na versão inicial daquela teoria como sendo produzidos por um tipo de vulcanismo fixo e, mantido pelo calor do núcleo (Anderson, 2006). Hoje sabe-se que este tipo de vulcanismo também pode estar relacionado com atuais ou antigas fronteiras de placas (e.g. Islândia e Açores).

Outro aspeto que sofreu modificações relativamente à teoria original foi a geometria dos movimentos das placas. Os modelos do ciclo de Wilson, utilizados nos primórdios da TP, continham

conceções de colisões ortogonais e de extensões simétricas, entre a América e a África e a Europa, bastante simplistas. Com efeito, as modernas reconstruções paleogeográficas revelam importantes complexidades, tais como o movimento rotacional das placas associado a diversos tipos de limites, em que se destacam os transformantes, obrigatórios num globo tridimensional. Também as alterações que as placas litosféricas sofrem vão variando ao longo do tempo, como a velocidade do seu crescimento, surgindo novas fronteiras, como as dorsais oceânicas e as zonas de subducção (Ribeiro, 2002).

Por outro lado, os ciclos de Wilson têm efeitos nos processos externos, através das interações entre, por exemplo, processos orogénicos, reajustes isostáticos, erosão e sedimentação (Graveleau & Dominguez, 2008), mas também através da acreção de continentes, causando regressões e glaciações, ou da dispersão

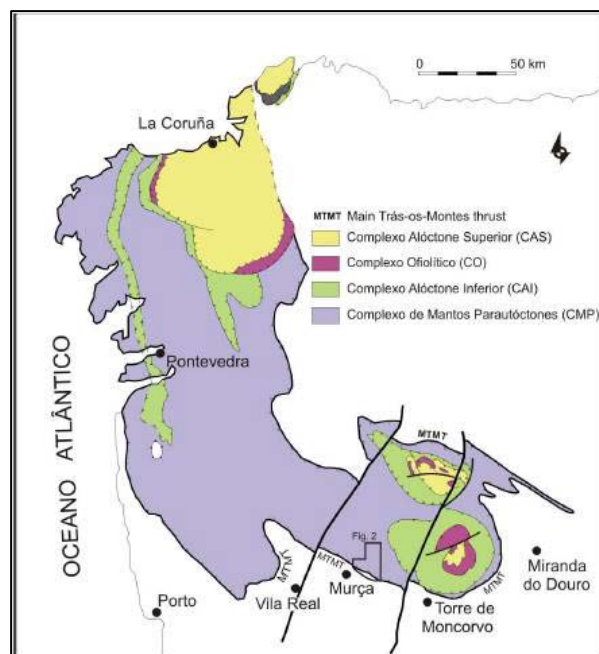


Fig. 25. Os ofiolitos são “retalhos” de crosta oceânica carregados e imbricados sobre crosta continental. Durante muito tempo foram considerados um mistério. Em Portugal, há vários casos, como por exemplo, os do Noroeste Peninsular. Retirado de Rodrigues *et al.* (2006).

de continentes causando transgressões, ou ainda geração de hidrocarbonetos e aquecimento global (Ribeiro, 2002).

Outro conceito que terá surgido após a fase inicial da TP foi o de terreno (*terrane* em inglês). A evidência de que a movimentação das placas e, por conseguinte, dos continentes, se faz de modo essencialmente oblíquo, veio alicerçar o conceito de *terreno* (Silva, 1989). O termo *terreno* é, em geral, aplicado a uma área que possui geologia distinta, apresentando formações estratigráficas, rochas intrusivas, depósitos minerais e história tectónica que lhe confere características especiais e diferentes das dos terrenos adjacentes (Gibbons, 1994). Evidências de terrenos, com características diferentes (fig. 24), nomeadamente paleoclimáticas e limitados por falhas, suportaram a ideia de que os mesmos terão *derivado* a partir de outras latitudes ou de locais mais próximos, onde registaram dados de uma diferente história geológica (Silva, 1989).

Três etapas podem ser descritas na história de um terreno: amálgama, acreção e dispersão. A amálgama tectónica resulta geralmente, da aproximação de um continente a outro através de uma zona de falha, usualmente com movimentação oblíqua; a acreção acontece quando um terreno adere à margem de um continente. A dispersão dá-se normalmente, também por movimentação oblíqua, através da qual, os terrenos acrecionados sofrem fracturação predominantemente por desligamentos (Gibbons, 1994). O exemplo mais próximo de uma amálgama de diferentes terrenos é o Maciço Ibérico, que terá resultado de diversas acreções durante as orogenias cadomiana e varisca (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2007).

Este novo entendimento dos movimentos litosféricos como apresentando uma componente oblíqua é importante para se perceber que os continentes são amálgamas de continentes mais pequenos, de aparelhos vulcânicos e recifais, de *restos* de crosta oceânica, provenientes de outras latitudes. Nem os continentes nem as placas litosféricas são de modo algum permanentes e eternos; tal como os seres vivos, passam por um conjunto de processos que os vão modificando ao longo do tempo, que neste caso abrange muitos milhões de anos!

Interessa, por fim, salientar que a visão mais atualizada da TP engloba não só a litosfera e a astenosfera, mas todas as geosferas, realçando toda a dinâmica do interior da Terra (*e.g.* Anderson, 2006), em que são constantes as transferências de matéria e energia, responsáveis pelos fenómenos geológicos, endógenos e exógenos, relacionados e muito ligados entre si, que vão modificando a Terra, na sua globalidade, ao longo do tempo geológico longo (milhões de anos).

No culminar da diversificação das Geociências, consequência da procura dos mecanismos que movimentam a litosfera, surgiu a Geodinâmica Química. Esta nova geociência alia aos processos geofísicos como a tomografia sísmica que caracteriza propriedades atuais do planeta, a geoquímica isotópica que reforça a dimensão histórica da TP, através das assinaturas isotópicas (*vide* Glossário). A utilização de sistemas radioativos de longa vida confere essa dimensão aos materiais e processos geológicos (Mata, 2007),

permitindo um maior conhecimento do interior da Terra e dos processos que decorreram ao longo da sua história.

Os textos didáticos, em consonância com a metodologia e o conhecimento geológico praticados na atualidade, devem a todo o custo evitar a separação de assuntos como a TP e a constituição interna da Terra e, em simultâneo, colocar em destaque os processos geológicos em detrimento de descrições e memorizações mecânicas de conceitos, sem qualquer objetivo relevante de aprendizagem. Argumentos do tipo que o conhecimento ainda não está consolidado ou ainda existem controvérsias, não são válidos, porque o conhecimento científico (da Terra) não é, nem pode, ser definitivo. Também pela mesma razão, não seria objetivo deste estudo elaborar uma lista de críticas aos textos didáticos que circulam, hoje em dia, mas tão só identificar algumas das modificações/alterações que tem sofrido a TP desde os anos 70 até hoje e, que devido à sua relevância, deveriam ser tidas em conta nos materiais de apoio principalmente ao Ensino Secundário.

É de acordo com o atual enquadramento teórico que este estudo se desenvolve abordando alguns exemplos da Geologia de Portugal.

4.4. A relevância da Geologia de Portugal

O motivo principal, que à primeira vista pode parecer mais óbvio - é o nosso país -, o afloramento ali ao pé ou dentro da escola, ou nas proximidades do Centro Ciência Viva, algo que à partida motivará quem se predispuser a aprender. Existem, no entanto, outros fatores que justificam que exemplos da Geologia de Portugal, simulados através da modelação análoga, ganhem interesse no Ensino e na Divulgação da Geologia.

Com efeito, a Geologia de Portugal quando vista de uma forma dinâmica (fig. 26), e enquadrada pela Teoria da Tectónica de Placas, surge na área das Geociências como o tema onde se conjugam a generalidade dos saberes próprios das várias disciplinas (Dias, 2007) que a compõem (*e.g.* Tectónica / Geologia Estrutural, Petrologia, Sedimentologia, Paleogeografia). Sem esta conjugação não seria possível compreender a evolução geodinâmica de uma região.

A divulgação da Geologia de Portugal pode, assim, assumir um importante papel para a compreensão de um vasto leque de conhecimentos. Olhar para a Carta Geológica de Portugal (*e.g.* LNEG-LGM, 2010) vendo, não uma sucessão de cores que traduzem litologias, idades, ou formações geológicas, mas o resultado de uma sequência de episódios que se sucederam ao longo de algumas centenas de milhões de anos (Dias, 2007), que contemplam fecho e abertura de oceanos, construção e destruição sucessiva de montanhas, é uma experiência aliciante que possibilita a compreensão dos processos geológicos das diversas áreas das Geociências de forma sistémica e integrada.

Portugal, apesar de ser um território pequeno, tem uma história geológica durante o Fanerozoico interessante e diversificada (fig. 15). Com efeito, enquanto o orógeno varisco corresponde à totalidade de um ciclo de Wilson, os fenómenos alpinos, registados em Portugal, resultaram, essencialmente, da atuação das fases precoces do ciclo de Wilson (Dias *et al.*, 2006). Deste modo, quando se analisa o Paleozoico, veem-se, essencialmente, os efeitos das fases compressivas do ciclo de Wilson (pois as fases extensivas precoces



Fig. 26. Ponta Ruiva (Costa Vicentina). Vestígios do final da orogenia varisca (Carbónico superior), a que se sobrepõem em descontinuidade, formações do Triásico, onde se *infere* uma fase precoce da abertura do Atlântico (evidenciada por falhas normais).

foram muito afetadas pela deformação subsequente) enquanto o Meso-Cenozoico reflete essencialmente os efeitos das fases extensivas associadas à rutura da Pangea (*ibidem*).

Para além de possibilitar o conhecimento dos fenómenos geológicos que conduziram à formação do território português, a utilização de exemplos de geologia regional possibilita, adicionalmente, a compreensão de fenómenos geológicos que, não raras vezes, são apresentados através de exemplos clássicos, como os Himalaias para a formação de uma cadeia de montanhas ou o Mar Vermelho para a formação de um oceano. Contrariamente a estes exemplos, os de Geologia de Portugal, estão mais próximos de nós, podendo produzir um efeito motivador nas aprendizagens (*e.g.* Novak & Gowin, 1996; Orion, 2007), e que podem, em simultâneo, provocar um efeito-surpresa pelo seu carácter inovador.

No contexto da Geologia de Portugal, a modelação análoga pode fornecer alguns contributos: *i)* representa e explica o que pode ser observado no campo ou através de imagens ou vídeos na impossibilidade de deslocação ao campo; *ii)* evita a simulação de estruturas mais ou menos interessantes, mas desligadas da realidade, por não estarem associadas a um caso concreto, como habitualmente se faz, recorrendo às tradicionais *caixas de areia*; *iii)* simula processos geológicos que influenciaram a evolução do território português (Dias, 2007), permitindo construir um fio condutor para as experiências de modelação análoga.

5. A modelação análoga aplicada ao ensino e divulgação da Geologia: estado da arte

Diversos autores (*e.g.* Barnett *et al.*, 2000; Jonassen, 2005; Gilbert, 2011) têm colocado em destaque as virtudes dos modelos e da modelação na aprendizagem de conteúdos científicos e, especialmente, na mudança concetual. Entende-se, aqui, a mudança concetual, como um processo evolutivo que se realiza a partir da interação entre os conhecimentos iniciais e os que o aprendente vai adquirindo à medida que vai tomando contacto e assimilando novos conhecimentos científicos (Barnett *et al.*, 2000).

Muitos desses trabalhos abordam especificamente os modelos computacionais, modelos pseudotridimensionais e não tridimensionais, por não serem concretos. A nosso ver, os modelos análogos assumem, quando para fins didáticos, quer no Ensino formal quer na Divulgação, mais vantagens pelo facto de serem concretos e efetivamente manipuláveis. Quem observa, mesmo que não esteja a manipular o modelo, pode assistir a um processo que é mais semelhante ao processo real que um modelo computacional, por utilizar materiais com comportamento reológico semelhante ao dos materiais geológicos.

Poucos estudos têm sido feitos, em Portugal, sobre a eficácia da aplicabilidade didática dos modelos dinâmicos concretos, mais propriamente dos modelos análogos. Porém, tem-se verificado um crescente interesse nos documentos institucionais bem como nos textos didáticos de Geologia, por este tipo de modelos. A sua menção, nos currículos, principalmente, do Ensino Secundário (ME, 2001b; 2003; 2004), repercutiu-se aos manuais escolares, também da disciplina de Ciências Naturais do 3º Ciclo do Ensino Básico, aos textos de Ensino Experimental das Ciências veiculados pelo Ministério da Educação (Mateus & Alves, 2000), e ainda a artigos e monografias do foro da investigação em Didática (*e.g.* Pimentel, 2006; Dourado & Leite, 2008; Ferreira, 2012), mesmo que alguns apresentem outras designações. O mesmo se verifica em sítios eletrónicos de língua inglesa e francesa (*e.g.* “Earthlearning”; “GeoManips”; “Planet Terre”) relacionados com o Ensino e a Divulgação da Geologia, consultados e que foram desenvolvidos por investigadores e professores de vários níveis de ensino.

O modo variado como o conceito de modelação análoga (ou aproximações) tem sido abordado, principalmente em Portugal, exige que seja feita uma clarificação, tarefa complexa, que temos vindo a apurar desde há alguns anos (Bolacha *et al.*, 2006; Bolacha *et al.*, 2011b; Bolacha *et al.*, 2012), de modo à compreensão das múltiplas facetas da modelação análoga que atrás expusemos, e da sua eficiência didática. É preciso não esquecer que se os professores não entenderem bem as múltiplas vantagens desta metodologia, e os cuidados que devem ter com a sua introdução no Ensino, comprometerão a sua aplicabilidade, arriscando-se a que os alunos aprendam conceitos errados e difíceis de substituir mais tarde.

Em trabalhos como os descritos, por exemplo, em Abreu *et al.*, 2004; Barreiras *et al.*, 2005; Fonseca *et al.*, 2001; Fonseca *et al.*, 2004; Dias & Cardoso, 2005; Bolacha *et al.*, 2006; Bolacha *et al.*, 2007; Bolacha *et al.*, 2010; Álvarez & Garcia de la Torre, 1996; Crespo-Blanc & Luján, 2004; Crespo-Blanc & López, 2006; Alencão *et al.*, 2012, é sugerida a aplicação didática de modelos análogos cientificamente fundamentados, centrados ou não numa situação real de geologia regional.

Exposições do CCV de Estremoz na sua sede ou no Pavilhão do Conhecimento (entre Janeiro e Outubro de 2002) têm incluído módulos interativos com modelos experimentais, também centrados (*e.g.* formação da Zona Sul Portuguesa) ou não (*e.g.* Dinâmica Fluvial) numa situação real de geologia regional.

Para além dos trabalhos publicados acima referidos e exposições de divulgação científica é preciso não esquecer que os modelos análogos têm sido utilizados por diversos professores do Ensino Universitário em aulas dos Cursos (Científicos e de Ensino) do Ensino Superior, em Ações de formação para professores ou na parte curricular de Cursos de 2º (Mestrado) e 3º Ciclos (Doutoramento) de várias universidades (*e.g.* FCUL, UCoimbra, UTAD, FCUP).

Devido às vantagens da utilização de exemplos de Geologia de Portugal, urge o aperfeiçoamento dos modelos já desenvolvidos bem como a construção de novos modelos, melhor enquadrados que os primeiros, para aplicação em diversos contextos de aprendizagem, de preferência holísticos de modo a abarcarem aspetos diversos e interligados da dinâmica terrestre. Por outro lado, é importante que sejam testados em ambiente de aprendizagem formal, porque fornecedora de resultados mais fiáveis, de modo a averiguarmos as suas potencialidades, quer quanto à aprendizagem de conceitos estruturantes da Geologia, definidos atrás, quer quanto à modificação de modelos mentais relativos a fenómenos geológicos de grande escala, como a formação de montanhas ou a abertura de oceanos/formação de bacias. A Geologia de Portugal permite encontrar exemplos de qualquer um desses fenómenos, localizando-os no espaço e no tempo dos ciclos de Wilson, desenrolados durante o Fanerozoico: o ciclo alpino no Meso-cenozoico, ainda não terminado, e o ciclo varisco, no Paleozoico. É da Geologia de Portugal e da explicação destes dois ciclos que tratamos no próximo capítulo.

Capítulo II

A evolução geodinâmica de
Portugal no contexto dos
ciclos de Wilson

A história geológica de uma região enquadrada pela Teoria da Tectónica de Placas, baseia-se no conceito de ciclo de Wilson (referido no capítulo I), o que permite uma visão dinâmica da evolução regional. Tuzo Wilson (1966) imaginou que a Pangea, como outros supercontinentes, ao longo da História da Terra, se tenha fraturado a partir da formação de riftes – como o atual rifte do Leste Africano, desencadeando, mais tarde, a formação de litosfera oceânica com consequente expansão do fundo oceânico (fase de oceanização) – como atualmente acontece no Mar Vermelho – até se atingir, um oceano, como por exemplo, o Oceano Atlântico na atualidade. Mais tarde, esse oceano – entraria em subducção de alguns dos seus bordos, induzindo o seu fecho – como acontece hoje ao Oceano Pacífico, com eventual colisão continental –, como é o caso dos Himalaias. Assim, munido-se de exemplos atuais, os designados análogos modernos, Wilson estabeleceu ciclos de fecho e abertura de oceanos, por vezes associados à construção e destruição de supercontinentes, espaçados no tempo e no espaço, e que não se repetem (Burke, 2011), pelo menos, de modo exatamente igual. Esta visão permite reconstituir, pelo menos alguns aspetos da história geológica de qualquer região da Terra, incluindo a do território português.

A abordagem da História Geológica de Portugal, por sua vez, conduz-nos aos processos responsáveis pelos materiais terrestres – minerais, rochas, fósseis – nas diversas escalas de observação, e à integração e relação entre eles, bem como à sua localização no espaço e no tempo. Se compreendermos os processos que formaram os materiais terrestres, assim como os seus contextos geodinâmicos, podemos observar a carta geológica do território português continental como um documento revelador da dinâmica terrestre, logo dos fenómenos e processos que se foram sucedendo nas diversas eras e períodos de tempo da História da Terra (Dias, 2007). Qualquer carta geológica deixa então de ser uma mera manta de retalhos de várias cores e padrões, tipo *patchwork*, mas um território único na atualidade, que resultou de um longo processo evolutivo de abertura e fecho de oceanos, e de formação e destruição erosiva de relevos.

A partir da compreensão da carta, mesmo que simplificada (fig. 27), podemos desencadear um processo semelhante ao realizado por Wilson, utilizando em vez dos análogos modernos que acima referimos, exemplos históricos ou atuais do território português para compreender os ciclos de fecho e abertura de oceanos, a construção e destruição de montanhas, ocorridos ao longo da História da Terra.

É de acordo com este enquadramento que é possível abordar a Geologia de Portugal, território integrado na Ibéria (=Península Ibérica), como algo que se foi construindo durante um muito longo tempo, da ordem dos milhões de anos.

A viagem espaço-temporal imaginária que propomos decorre essencialmente ao longo do Fanerozoico (os últimos 542 Ma), essencialmente por duas razões. A primeira razão decorre de a evolução ante fanerozóica ser menos importante para a compreensão da Geologia de Portugal, principalmente no contexto do ensino pré-universitário (alvo desta tese). Em segundo lugar, pelo facto de a evolução do território português, durante o Proterozoico (542-2500 Ma), ser muito mais difícil de reconstituir: os afloramentos são escassos, sendo que os poucos que existem se encontram muito deformados, principalmente pela orogenia varisca (Ribeiro *et al.*, 1979), com a agravante de que as informações referentes à distribuição paleogeográfica dos continentes e oceanos, nesse passado mais remoto, serem igualmente diminutas. À medida que recuamos no tempo, no caso de formações que passaram por vários ciclos de Wilson, é necessário ir “retirando” as transformações mais recentes para estudar e reconstituir as mais antigas.

Antes de iniciar uma viagem é necessário munir-nos de algumas bagagens. Para tal, começamos por caracterizar cada uma das grandes fases do ciclo de Wilson: a formação de bacias e as orogéneses; para depois passarmos à evolução geodinâmica de Portugal.

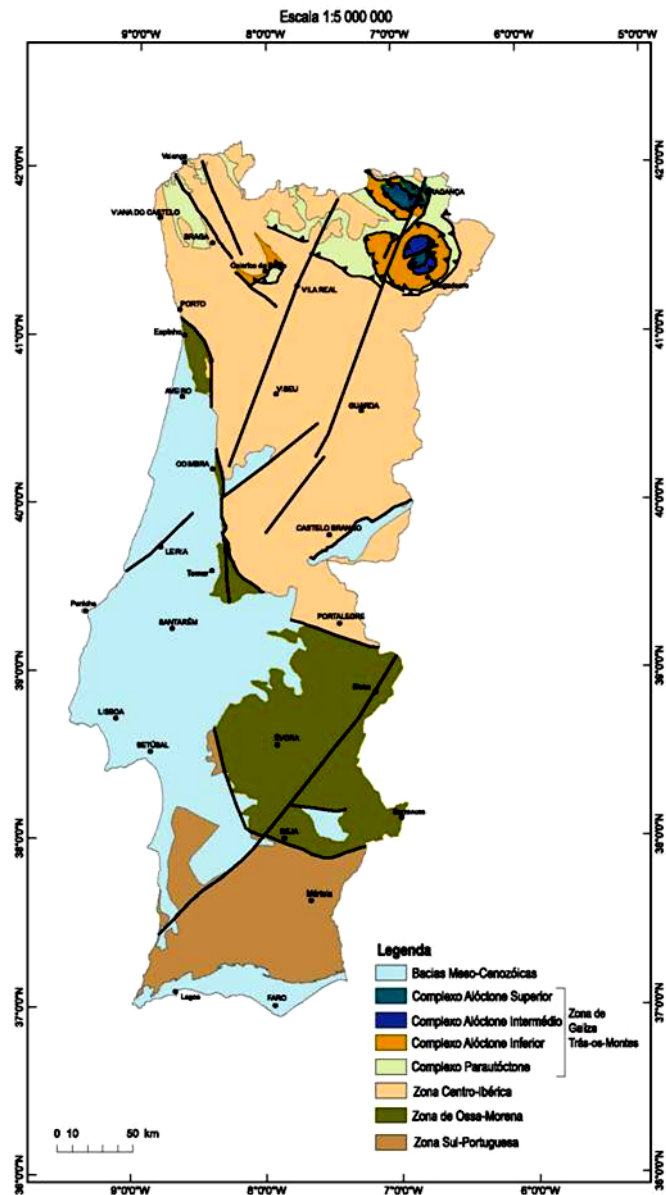


Fig. 27. Zonamento paleogeográfico do território português. In Carta Geológica 1:1 000 000 (LNEG-LGM).

1. As orogenias no contexto dos ciclos de Wilson

Alguns autores (*e.g.* Mattauer, 1973) consideram uma *orogenia* como sendo um conjunto de fenómenos, ocorrido num determinado período da História da Terra, abrangendo um extenso espaço geográfico, que conduz à formação de uma cadeia de montanhas. Associado ao conceito de orogenia está o de ciclo orogénico que tem início com a deposição de sedimentos numa bacia oceânica. Dentro de um extenso conjunto de fenómenos associados ao processo orogénico, estão, para além da sedimentação, a diagénese, mas também, por exemplo, o magmatismo, o metamorfismo e a deformação.

Porém, não se deve confundir orogenia com orogénese. Este segundo termo refere-se apenas à formação de uma qualquer cadeia de montanhas, enquanto cada orogenia é única como cada pessoa, porque está associada ao fecho de um determinado e específico oceano [*e.g.* *Rheic* na orogenia varisca (Shelley & Bossière, 2000; Nance *et al.*, 2010)]. Por essa razão, as orogenias são designadas por nomes, como Cadomiana, Varisca e Alpina, as últimas três que afetaram o nosso território e que deixaram vestígios inequívocos. *Cadomus* era o nome romano de *Caen*, cidade da Normandia (França), perto da qual terão sido em primeiro lugar, reconhecidas e estudadas as litologias e estruturas formadas na orogenia cadomiana (Redfern, 2000). Varisco deriva do latim *Variscia*, o território de uma tribo germânica, e alpina significa relativa aos Alpes, se bem que, tal como as outras, esta orogenia tenha abrangido uma muito maior área do que apenas o local por que é designada.

As orogenias dão origem a cadeias orogénicas, ou orógenos, que são longos, geralmente estreitos e, por vezes, com forma arqueada, constituídos por formações rochosas muito deformadas. A sua forma deve-se ao facto de se desenvolverem ao longo de limites convergentes de placas e envolverem encurtamento, espessamento intraplaca e levantamento topográfico (Kearey *et al.* 2009).

As orogenias foram reinterpretadas de acordo com o modelo dos ciclos de Wilson, adquirindo a ciclicidade própria dos fenómenos terrestres abarcando no processo orogénico também a formação inicial de bacias e o seu preenchimento (*e.g.* Mattauer, 1973; Shelley & Bossière, 2000; Matte, 2001). De acordo com este conceito, a descrição de cada ciclo de Wilson e de cada orogenia são feitas a partir da fase da abertura de um oceano.

É importante ressaltar que na Terra, cuja forma é próxima de uma esfera, é imprescindível que estejam em curso vários ciclos de Wilson, em estádios diferentes, por *uma questão de espaço*. A expansão de um oceano, obriga ao fecho de outros, pois a superfície da Terra mantém a mesma área, por não se encontrar em expansão nem em contração. Por exemplo, na atualidade, como viu e exemplificou Tuzo

Wilson (1966), o Oceano Pacífico está a fechar, encontrando-se no final de um ciclo, o Mediterrâneo está quase fechado, enquanto o Oceano Atlântico se encontra, ainda, em fase de expansão.

Em Portugal, desde há muito se tem descrito dois ciclos principais (Ribeiro *et al.*, 1979): o ciclo varisco (antes *hercínico*, *e.g.* Ribeiro *et al.*, 1979; Shelley & Bossière, 2000) e o ciclo alpino. Porém, alguns indícios como a existência de clastos de rochas metamórficas deformadas em rochas sedimentares do Câmbrio (Araújo, 2013), provam a existência de um ciclo anterior, o cadomiano. Terão decorrido ainda outros anteriormente (Ribeiro *et al.*, 2009) mas que não vamos aqui referir.

O ciclo cadomiano terá culminado com a “deformação e metamorfismo das sequências proterozoicas, formação de relevos que posteriormente foram erodidos”, produzindo sedimentos que alimentaram as bacias de sedimentação no Câmbrio inferior (Araújo, 2006).

No item que se segue, faz-se uma breve caracterização das duas fases principais de um ciclo de Wilson, a génese de bacias de sedimentação e a formação de montanhas- orogénese, para voltarmos, adiante, à Geologia de Portugal.

1.1. Fragmentação de continentes e formação de bacias oceânicas

Com o tempo, a cadeia orogénica, formada no final do ciclo de Wilson anterior, vai sofrendo reajustamento isostático e sendo desmantelada por erosão (*e.g.* Mattauer, 1973), o que pode levar ao adelgaçamento da litosfera, retomando esta a sua espessura inicial (Caron *et al.*, 2003). Mais tarde, este processo pode conduzir à formação de riftes intracontinentais e, ainda, posteriormente, à abertura de um oceano.

Como vimos no primeiro capítulo, o supercontinente pode, segundo alguns autores (*e.g.* Zhong & Zhang, 2005) desencadear a sua própria fraturação. Utilizando uma analogia, imaginemos que o supercontinente é semelhante a uma tampa que tapa uma panela de sopa (aderindo a esta). Suponhamos que a tampa cobre apenas parte da sopa e é constituída por diversos pedaços (pequenos continentes), feitos de materiais diferentes, que foram suturados em “orogénias anteriores” e, que por esta razão, apresentam zonas de fraqueza. O isolamento parcial da astenosfera (a sopa) pelo supercontinente (compreendendo toda a litosfera continental) provoca, assim, anomalias térmicas (*vide* Glossário) na astenosfera subjacente, induzindo nesta expansão térmica que, por sua vez, provoca o aumento da tensão vertical sob a litosfera continental (do supercontinente). Por sua vez desta tensão pode resultar o empolamento da litosfera, levando-a à fraturação (Anderson, 1982; Sears, 2006; Craig, 2008).

A existência de zonas de maior fragilidade no supercontinente (*e.g.* antigas suturas), a que se juntam o adelgaçamento que a litosfera sofre por erosão e o seu empolamento, poderão ser já causas suficientes para

a fraturação (Anderson, 1982; Sears, 2006). Mas existem outras, como o facto de a litosfera oceânica se tornar mais densa à medida que o tempo passa, tendo tendência para mergulhar na astenosfera, do que pode resultar a formação de zonas de subducção à volta do supercontinente. A subducção pode conduzir à extensão das zonas periféricas, processo que será pormenorizado mais à frente (fig. 33 A), conduzindo ao estiramento da litosfera continental e à formação de bacias de *back-arc*.

As fraturas formadas na litosfera continental podem desenvolver-se de acordo com figuras poliédricas regulares (Sears, 2006), separadas por pontos triplos – três riftes que derivam a partir de um ponto comum – como é o caso dos riftes que confluem na depressão de Afar (fig. 28).

A formação de pontos triplos é comum nos sistemas naturais, que, em diversos casos delimitam poliedros encaixados, como por exemplo, os favos de mel ou a disjunção colunar basáltica (fig. 29).

Uma vez fraturada a litosfera do supercontinente (fig. 30), as fraturas resultantes, desenvolvem-se delimitando, figuras poliédricas regulares (*e.g.* Sears, 2006; Craig, 2008).



Fig. 28. O Rifte da Etiópia (que se prolonga para Sul até Moçambique), o Rifte do Mar Vermelho e o Rifte do Golfo de Aden, formam um ponto triplo a partir da depressão de Afar no Nordeste de África (adaptado de Google earth®).

A formação sucessiva de fraturas, na litosfera continental pode, segundo Craig (2006), favorecer o derrame de grande volume de lava, formando as LIP (*Large Igneous Province* em inglês, que se pode traduzir para Grandes Províncias Ígneas), representadas a vermelho na fig. 30, como exemplo das que podem estar relacionadas com a fraturação da Gondwana há 200 Ma. Mas pode acontecer o contrário na opinião de outros autores (Youbi, 2008; Mata *et al.*, 2006), ao considerarem que algumas das LIP se terão formado antes da fraturação do supercontinente. Pode ter sido o caso do CAMP (Central Atlantic Magmatic Province, em português, Província Magmática Central Atlântica) com uma idade de 205 Ma (fig. 30), que terá originado as rochas magmáticas associadas ao processo de fraturação da Pangea (Terrinha *et al.*, 2006).



Fig. 29. Colunas basálticas com forma de prismas hexagonais e pentagonais (Cabeço de Montachique, Complexo Vulcânico de Lisboa). Neste caso, o arrefecimento do magma provoca a contração térmica levando à formação de fraturas, que delimitam os prismas, pentagonais e hexagonais na maioria dos casos.

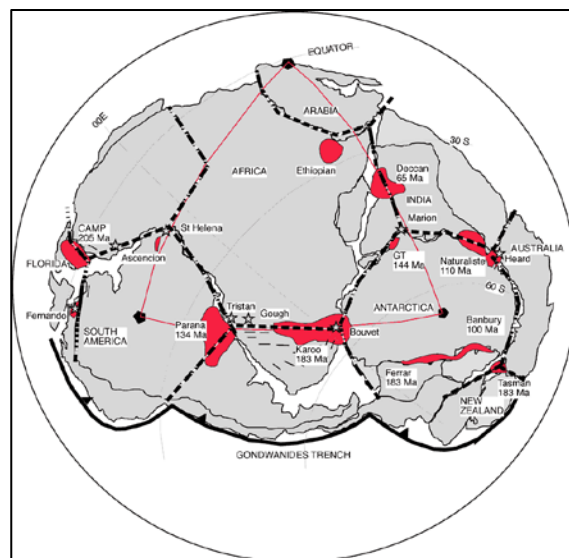


Fig. 30. Fraturação da Gondwana há 200 Ma (retirado de Sears, 2006). As fraturas separam poliedros com faces pentagonais e hexagonais. Os pontos triplos, segundo este autor, coincidem com grandes derrames lávicos.

Os grandes derrames lávicos em determinados períodos da História da Terra, podem ser explicados pela hipótese das plumas mantélicas. Estas são consideradas como colunas ascendentes de material sólido com menores valores de densidade e viscosidade e maiores de temperatura que os da rocha encaixante, que têm origem no manto. Modelos análogos e numéricos sugerem uma forma parecida a um cogumelo, com cerca de 1000 km de diâmetro acima de uma coluna muito mais estreita. No entanto, quando atinge a base da litosfera continental, a forma da pluma torna-se semelhante a um disco devido à condução do calor. A cabeça da pluma pressiona a litosfera continental que tem menor densidade. Se a tensão for suficiente, produzir-se-ão forças extensivas que podem levar à deformação e à fusão da litosfera (Campbell, 2005), com formação de falhas normais que delimitam grabens, e à ocorrência de vulcanismo. O processo de formação deste tipo de grabens à escala litosférica designa-se, em inglês, por *rifting* (e.g. Burg, 2011a).

Dois modelos para o *rifting* têm sido considerados (fig. 31 e 32), consoante o papel desempenhado pela astenosfera e a quantidade de magmatismo associados no início do processo (e.g. Burg, 2011a). Denominam-se *rifting* ativo e *rifting* passivo e, são considerados como casos extremos de extensão litosférica. No mecanismo *ativo*, são as plumas mantélicas ou diapíros que iniciam o processo de *rifting*. A tensão do material da pluma ou diapíro na base da litosfera, provoca o empolamento e a formação de uma sobrelevação topográfica em forma de domo que pode abranger muitos milhares de quilómetros quadrados de área, no topo do qual se formam fraturas radiais (Burg, 2011a). Estas, com o estiramento da litosfera, propagam-se da base para o topo do domo, originando normalmente os três grabens que convergem num ponto (triplo).

Estes riftes gerados a partir de plumas, têm assim início na formação de um doma com vulcanismo associado, predominantemente alcalino, originário da crosta continental, e intrusões ígneas predominantemente gabroicas ou máficas, no geral, com origem na crosta continental inferior. Estes riftes são, em geral, simétricos, largos e muito escarpados (fig. 31). O rifte Leste Africano é deste tipo (*ibidem*).

No modelo de *rifting passivo*, a formação do rifte deve-se a forças tectónicas extensivas, que podem estar relacionadas com a força de *slab pull* associada à subducção (Burg, 2011a). Apesar de ter efeito em limites de placas, a deformação pode propagar-se ao seu interior, e ser ampliada por heterogeneidades diversas (físicas ou químicas). Estes riftes intracontinentais começam por pequenos grabens (fig. 32), preenchidos por sedimentação clástica (terrígena, de ambiente continental), e limitado vulcanismo que pode acontecer apenas *a posteriori*. Os riftes produzidos pela forma passiva, são relativamente ao modelo ativo, mais assimétricos devido ao principal mecanismo de estiramento da litosfera (Burg, 2011a).

Provavelmente os dois mecanismos de *rifting* podem estar associados, pois à medida que a litosfera é estirada (*rifting* passivo) há tendência para, devido à descompressão (“adiabática”, *vide* Glossário), ocorrer fusão parcial do manto, originando intrusões magmáticas e vulcanismo associado.

Em qualquer dos mecanismos e suas

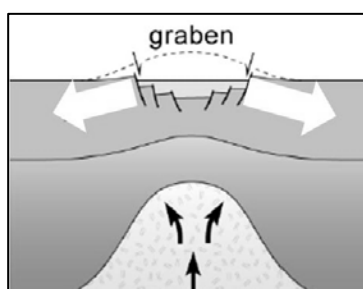


Fig. 31. Estiramento (simétrico) da crosta continental provocado por diapirosmo astenosférico (adaptado de Burg, 2011a).

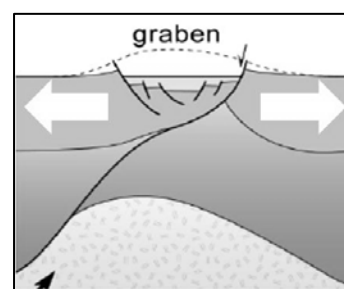


Fig. 32. Estiramento (assimétrico) da crosta continental provocado por forças extensivas (adaptado de Burg, 2011a).

nuances, acompanhando o estiramento litosférico, a formação sucessiva de falhas normais e continuada movimentação nas preexistentes, provoca o aprofundamento da bacia e a sua subsidência, acelerada pelo acumular sucessivo de sedimentos. Estes são transportados por águas da chuva, de rios e de oceanos vizinhos, que constituem no geral, bacias endorreicas. Posteriormente, a continuação do estiramento da litosfera continental pode conduzir à sua rutura e à injeção de magma e sucessiva formação de crosta oceânica.

Windley (1995) estabeleceu, quanto à sedimentação, quatro estádios de evolução progressiva desde a formação de um rifte intracontinental até uma margem passiva continental (anterior ao início da subducção). Segundo o autor acima referido, o início da sedimentação começa 30 Ma antes da separação e dura cerca de 20 Ma. Formam-se lagos de água doce, cujos depósitos apresentam um conteúdo de carbono orgânico bastante elevado. Por volta dos 10 Ma (após o início do processo) o fundo do vale de rifte atinge o nível do mar. Neste momento, a bacia é invadida por água marinha, como presentemente acontece no Afar e no Mar Morto. Numa segunda fase, que pode durar também cerca de 20 Ma, forma-se um pequeno mar

de margens bastante escarpadas, com águas de elevada salinidade favorecendo a formação de evaporitos. Numa terceira fase, a seguir à rutura da litosfera continental, forma-se um pequeno oceano, onde se depositam sedimentos predominantemente terrígenos mas também recifais e carbonatados de plataforma se as condições forem favoráveis. Numa quarta fase (*ibidem*, p. 61) a margem continental é completamente inundada e sofre subsidência, levando à individualização da plataforma e talude, que podem vir a ser preenchidos por grande espessura de sedimentos maioritariamente detríticos.

À medida que a crosta oceânica se vai formando, a litosfera tornar-se-á mais espessa e mais densa com a distância à dorsal oceânica, tornando-se cada vez mais favorável o seu mergulho na astenosfera, por subducção. A partir daí, o oceano começará a fechar podendo originar a formação de uma cadeia de montanhas com confronto, carreamentos e sutura de placas.

1.2. Formação de cadeias de montanhas- Orogéneses

As orogéneses ocorrem frequentemente em zonas de convergência de placas, envolvendo encurtamento, espessamento crustal e sobrelevação topográfica. Os antigos orógenos, arrasados pela erosão, permitem a localização de limites de placas antigas (Kearey *et al.*, 2009; p. 287), materializados por suturas entre terrenos tectónicos distintos.

Duas placas em regime convergente têm um problema de falta de espaço que pode ser resolvido, ao longo do tempo, consoante a natureza das placas e de três modos possíveis (Burg, 2011b): por subducção de placas oceânicas, por obdução das mesmas, ou por acreção de placas continentais. Em qualquer dos casos, os movimentos horizontais e sub-horizontais (quase horizontais) predominam sobre os movimentos verticais, resultando no encurtamento e espessamento da crosta. É importante realçar que os três modos, acima referidos, para resolução do problema do espaço entre placas, vão acontecendo com as mesmas placas, ao longo do tempo, em momentos diferentes da sua convergência.

Como realçou Mattauer (1973), cadeias de montanhas que denominou como *bicontinentais*, resultantes do “[...] confronto de duas placas continentais” (p. 468) estariam inicialmente separadas por um oceano que, entretanto, *desapareceu* por subducção. A subducção de uma placa junto a outra, pode induzir sobre esta, extensão ou compressão, consoante o ângulo que a placa subductada faz com a horizontal, de acordo com Lallemand *et al.* (2005) [fig. 33].

Especialmente no contexto compressivo (fig. 33 B) e, caso haja receção de sedimentos na fossa e em toda a margem continental ou de um arco vulcânico, reúnem-se as condições necessárias à formação de uma cadeia de montanhas (Kearey *et al.*, 2009). O processo da orogénese decorre também à custa da formação de prismas acrecionários a que se associam ou intercalam episódios de magmatismo em

profundidade (formação de rochas intrusivas), ou com construção de aparelhos vulcânicos como tem acontecido nos Andes.

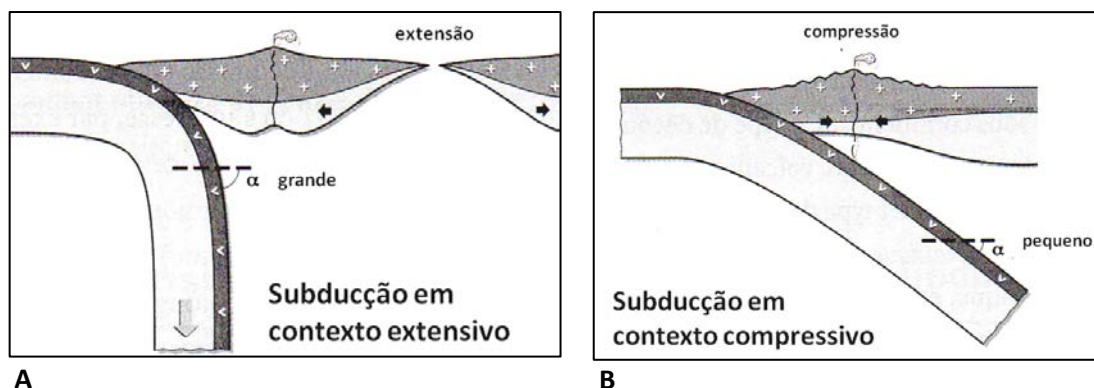


Fig. 33. Relação entre o ângulo da placa em subducção e o tipo de tensão produzida na placa superior (adaptado de Lallemand *et al.*, 2005).

Se a subducção prosseguir, à subducção da parte oceânica da placa, sucede a subducção continental que levará ao confronto entre as zonas continentais das placas ao mesmo tempo que a subducção se extingue (fig. 34 A). A este propósito, é importante não esquecer que o termo colisão no enquadramento da Tectónica de Placas tem um significado diferente daquele que é aplicado nas situações vulgares do dia-a-dia. Estamos a falar de um confronto entre blocos continentais que, ao longo do tempo, leva à sua colagem e à consequente e continuada deformação rígida e dúctil, quer na fronteira entre eles e das respetivas placas tectónicas, quer no interior destas. Talvez fosse aconselhável encontrar um termo que substituísse o termo colisão, dado que este é dúbio e pode levar à construção de ideias erradas sobre todo o fenómeno orogénico, assunto que retomaremos no capítulo V.

Também por, inicialmente (anos 60-70 do século passado), se considerar improvável a ocorrência de subducção continental (fig. 34 B), ela é, por vezes, desprezada nos contextos didáticos (formais e de divulgação). Com efeito, a subducção continental é mais rara pela dificuldade de um continente ser subductado, em parte devido à sua menor densidade ($d_{\text{crosta continental}}=2,75$; $d_{\text{crosta oceânica}}=2,9$; $d_{\text{manto superior astenosférico}}=3,25$; Lallemand *et al.*, 2005). Mas não deixa de acontecer e de fazer parte do processo de fecho de um oceano. Comprovam-no os dados destes autores (*ibidem*, p. 41), das percentagens relativas, de subducções oceânicas e continentais, que ocorrem no presente. A percentagem destas últimas (continentais) corresponde a 18% do total, sendo que 1% se faz entre um limite continental e um limite oceânico de placas, enquanto os restantes 17% se fazem entre dois limites continentais de placas.

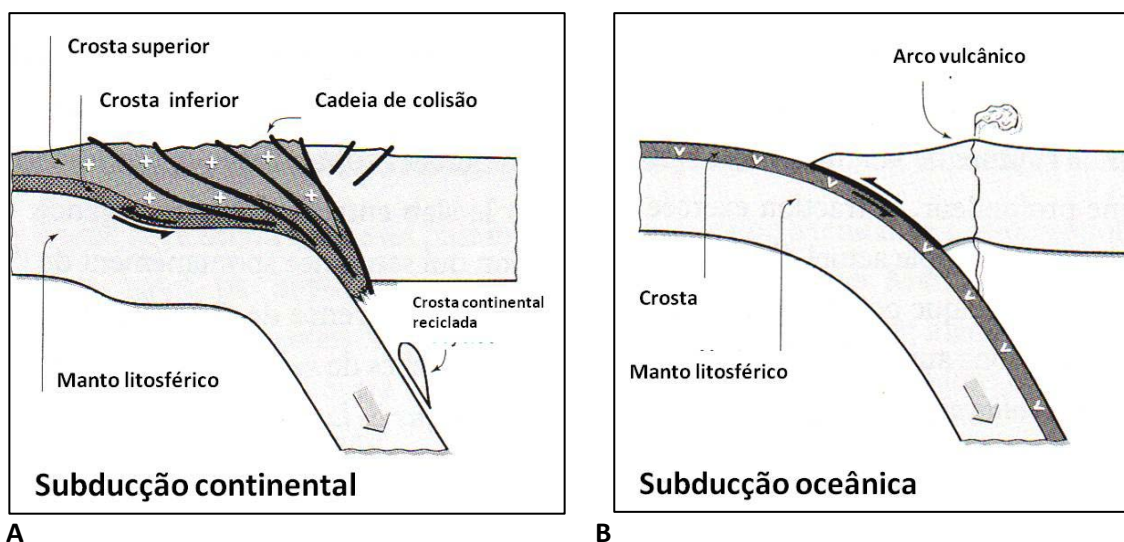


Fig. 34. Subducção continental com consequente *colisão* continental (A) e subducção oceânica (B) [adaptado de Lallemand *et al.*, 2005].

Outro processo “invulgar” é a obdução. Em alguns orógenos, em certa altura do ciclo de Wilson, quando se verificam determinadas condições, a litosfera oceânica, ou parte dela, é carregada sobre a litosfera continental num processo que os geólogos designaram por obdução (*e.g.* Nicolas, 1999; Ribeiro, 2002). Como refere Nicolas (1999), “[...] o destino normal dos oceanos seria a sua subducção” (p. 93), no entanto, em algumas situações, em vez de ser subductada, a litosfera oceânica é carregada sobre a continental, originando ofiolitos (a que já nos referimos no cap. I). Estes terão sido assim designados (do grego *ophios*, serpente, + *lithos*, rocha), ainda no Séc. XIX por Brongniart, por causa do seu aspeto *escamoso* (imbricado) e da sua superfície esverdeada devido ao seu principal constituinte, o serpentinito, rocha cujo nome tem a mesma origem (Nicolas, 1999). O autor desta explicação, chama aos ofiolitos, *océans à pied sec*, que poderá ser traduzido de forma idiomática para português, como oceanos em *terra firme*, leia-se continente. Eles permitem a identificação de antigos oceanos, sendo considerados como relíquias preservadas desses antigos oceanos (leia-se litosfera oceânica) no interior dos continentes (Moore & Twiss, 1995). Permitem a identificação de suturas entre diferentes terrenos tectónicos que fizeram parte de antigos continentes ou arcos insulares.

Os ofiolitos constituem associações típicas de rochas. Depois de numerosas controvérsias, a sua estrutura geral e o seu significado, foram estabelecidos em 1972, *na Conferência de Penrose*. A sucessão ofiolítica típica foi correlacionada com a estrutura da litosfera oceânica, principalmente através de métodos sísmicos, porque os afloramentos em corte da litosfera oceânica, mesmo submarinos, são raros. Por exemplo, o banco de Goringe, situado a SW do Cabo de São Vicente, é dos poucos locais onde é possível a observação do manto peridotítico serpentinizado (Caron *et al.*, 2003).

Na referida conferência foi assim considerado, que, uma associação típica ofiolítica, apresentava da base para o topo (fig. 35), de uma forma simplificada: A- peridotitos tectonizados; B- conjunto gabroico; C- complexo filoniano; D- lavas em almofada, E- sedimentos.

Os peridotitos tectonizados (A) são rochas pobres em sílica (inferior a 45%), por isso, frequentemente, denominadas por rochas ultrabásicas e ultramáficas. São estáveis a temperaturas superiores a 900 °C e a pressões superiores a 5 kbar (*ibidem*). Os peridotitos mantélicos dos ofiolitos constituem o resíduo refratário após a extração do basalto por processos de fusão parcial do manto (Ishiwatari, 2001).

O conjunto gabroico (B), situado acima dos peridotitos, está separado destes por uma zona de transição complexa, um conjunto inferior estratificado, sendo constituído também por um conjunto superior mais maciço. As rochas do conjunto inferior apresentam características típicas dos “cumulados magmáticos” em que os minerais vão, dentro da câmara magmática, cristalizando e depositando à medida que vai sendo atingido o seu ponto de fusão.

O conjunto inferior gabroico está separado dos peridotitos pela descontinuidade de Moho(rovicic) petrológica, e separado do conjunto superior gabroico pela descontinuidade de Moho(rovicic) sísmica ou reológica (*ibidem*). A descontinuidade de cima é de natureza física, pois separa formações com a mesma litologia mas com propriedades físicas distintas, enquanto a de baixo é de natureza química pois separa formações com litologias diferentes- gabros e peridotitos.

O conjunto superior maciço é também constituído por gabros cristalizados lentamente a partir de magmas mas que não evidenciam estratificação, sendo frequentemente, heterogéneos e mesmo brechoides (Caron *et al.*, 2003).

O complexo filoniano, acima do complexo gabroico, é constituído por filões cortados por filões subverticais que aumentam de abundância de baixo para cima e se interseitam mutuamente. Este complexo também é frequentemente designado por *diques em diques*. É esta zona que, na crosta oceânica, serve de condução de alimentação ao complexo basáltico suprajacente (Nicolas, 1999).

As lavas em almofada, termo D, são constituídas por basaltos toleíticos que são pobres em alcalis (menos de 5% K₂O e cerca de 2,5% de Na₂O) e com cerca de 50% de SiO₂ (Caron *et al.*, 2003). Os sedimentos, termo E, são correlacionados com a primeira *camada* da crosta oceânica, abaixo da coluna de água. A segunda camada da crosta oceânica, por baixo dos sedimentos, é correlacionada com os termos D e C

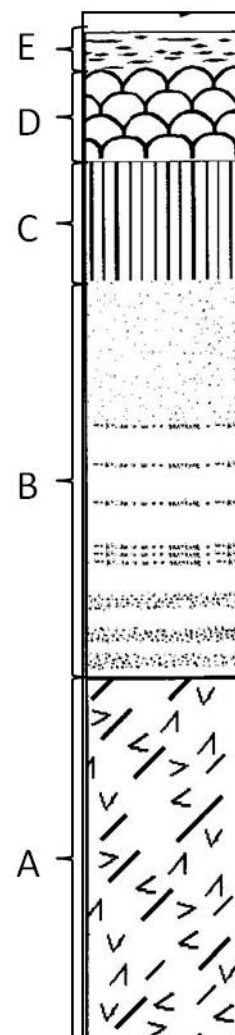


Fig. 35. Sequência ofiolítica definida na Conferência de Penrose em 1972 (adaptado de Caron *et al.*, 2003).

(Basaltos), enquanto a camada oceânica 3 (Gabros) é correlacionada com o termo, aqui representado por B (Gabros), dos ofiolitos (Ishiwatari, 2001; Kearey *et al.*, 2009).

Os ofiolitos ou complexos ofiolíticos, encontrados no interior dos continentes são, assim, interpretados como mantos carregados de litosfera oceânica, obdutada sobre crosta continental, no decurso de uma orogénese. É, por isso, que os termos ofiolíticos (de A a E) já não são o que eram inicialmente, ou seja, encontram-se habitualmente alterados e/ou metamorfizados. Os sedimentos, os basaltos, os gabros e os peridotitos (s.l.) sofrem metamorfismo, podendo transformar-se respetivamente, em metassedimentos e em xistos verdes (ou em outras rochas consoante o grau metamórfico), enquanto o peridotito se transforma por alteração hidrotermal em serpentinito, também uma rocha esverdeada. Estas transformações devem-se, fundamentalmente à ação dos três fatores de metamorfismo: pressão, temperatura e fluidos, ao longo dos processos tectonometamórficos que vão decorrendo, desde a formação da crosta oceânica até à instalação do ofiolito sobre a crosta continental. Várias transformações ocorrem. Para além da *pilha* ofiolítica, também a base da crosta continental que a vai sustentar é metamorficamente afetada, formando-se o que, habitualmente, se designa por *sola metamórfica*, camada pouco espessa, formada por rochas de alto grau de metamorfismo, mas com um zonamento invertido (Wakabayashi & Dilek, 2003).

Como refere Fonseca (1997), a maioria dos ofiolitos são incompletos, desmembrados, metamorfizados, ocorrendo, frequentemente, como uma mistura tectónica de fragmentos não só de natureza oceânica mas também continental, que habitualmente se designa como *mélange* (termo francês que designa mistura). Os fatores que concorrem para a instalação dos ofiolitos podem ser diversos, como, por exemplo: a idade, a espessura, o estado térmico da crosta oceânica, a natureza e a geometria dos limites de placa envolvidos, a dimensão e o tipo de placas envolvidas (Wakabayashi & Dilek, 2003).

Hoje, como no passado, a obdução pode ser consequência direta da subducção, ou seja, ser sintética com esta, ou pode ser consequência indireta dela, e diz-se que é antitética com a subducção. Na obdução sintética (fig. 36 A) há, inicialmente, uma subducção intraoceânica que vai arrastando um continente ou um arco até à zona de subducção. Nesta altura, a margem passiva continental (ou o arco), ao chegar à zona de subducção, confrontando-se com a litosfera oceânica da outra placa, oferece alguma resistência à subducção devido à sua menor densidade, provocando o carreamento daquela (Ribeiro, 2002). Terá sido e continua a ser o mecanismo de instalação do ofiolito de Oman (Nicolas, 1999).

Na obdução antitética com a subducção (fig. 36 B), são geradas *lascas* intraoceânicas, logo de litosfera oceânica, na placa em subducção, e carregadas sobre a litosfera continental (o continente). Estas lascas, escamas ou flocos obdutados, são constituídos por litosfera oceânica superior enquanto a litosfera oceânica inferior é, em simultâneo, subductada (Ribeiro, 2002). Este poderá ser o caso do ofiolito do Taitao, no Sul do Chile, onde um segmento da dorsal do Chile, possivelmente limitado por falhas transformantes, foi destacado do resto da dorsal subductada na fossa chilena (*e.g.* Moigne *et al.*, 1993).

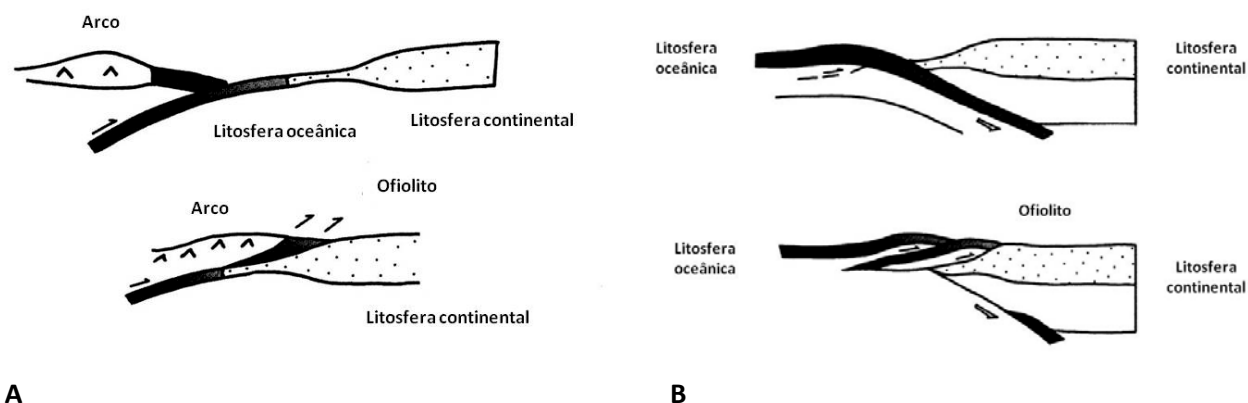


Fig. 36. Tipos de obdução de acordo com a direção da subducção. A- Obdução sintética, B- Obdução antitética (adaptado de Ribeiro, 2002).

É necessário, ainda considerar que, durante os processos de abertura e fecho de oceanos, os movimentos de placas, de blocos crustais, entre falhas, decorrendo num planeta esférico, com inúmeras *imperfeições a diversas escalas*, heterogeneidades químicas e físicas, apresentam, não raras vezes, uma componente oblíqua.

Com efeito, na atualidade, de acordo com Burg (2011c), quase 45% das fronteiras de placas apresentam, entre si, um vetor de velocidade marcadamente oblíquo ($> 22^\circ$), enquanto 14% das fronteiras de placas, apresentam vetores de velocidade quase paralelos (na casa dos 22°), do que resulta que apenas 41% sejam ortogonais, o que poderia ser considerado, mas não é, a normalidade (!). Assim, os movimentos de placas efetuam-se vulgarmente, mais em transpressão e transtração do que em compressão ou distensão (extensão) sem componente oblíqua (fig. 37).

Também, durante muito tempo, se pensou que as estruturas de encurtamento tais como falhas, dobras e carreamentos, eram as únicas estruturas que acomodavam a deformação num processo compressivo. A partir dos anos 80 do século XX, tornou-se claro que os deslocamentos de blocos crustais ao longo de grandes falhas de desligamento, são também

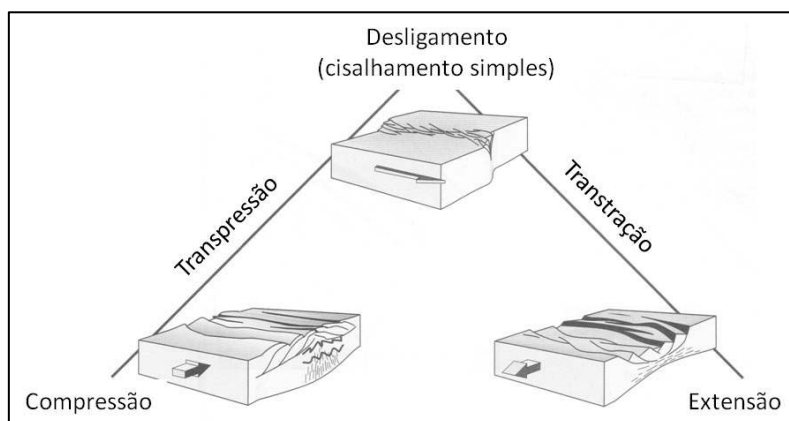


Fig. 37. Relação entre a transpressão e a transtração, com o desligamento e com a compressão e a extensão (adaptado de Fossen, 2010).

importantes estruturas na acomodação da deformação, e que o processo se torna particularmente importante na fase final da orogénese (Caron *et al.*, 2003). Taponnier *et al.* (1982) comprovaram que este

processo está ainda em curso nos Himalaias, apoiando-se nos resultados de experiências de modelação análoga (abordadas no capítulo III).

Após o encurtamento e espessamento da cadeia de montanhas, a pressão litostática exercida sobre o manto subjacente aumenta, provocando o afundamento da sua raiz (fig. 38). Como consequência, a parte superior da montanha que, simultaneamente é sujeita à ação dos fatores externos (meteorização e erosão, de vários tipos), sofre extensão subhorizontal, subperpendicular ao alongamento da cadeia, induzindo estiramento e fraturação, formando falhas normais. Por outro lado, a descompressão, em geral muito rápida, provoca a fusão generalizada de zonas crustais profundas, levando à formação de diapiros magmáticos que quando consolidam, originam principalmente granitos. Mas também o manto superior pode ser afetado pela descompressão, levando à formação de rochas mais básicas (*e.g.* gabros e dioritos). Assim, é natural que numa cadeia de montanhas se encontrem granitos associados à compressão e outros mais tardios, contemporâneos da extensão, por vezes denominada por colapso orogénico, a que a cadeia de montanhas fica sujeita no final da orogénese (Caron *et al.*, 2003). Vamos ver que tudo isso terá acontecido no ciclo varisco que afetou grande parte do atual território continental português.

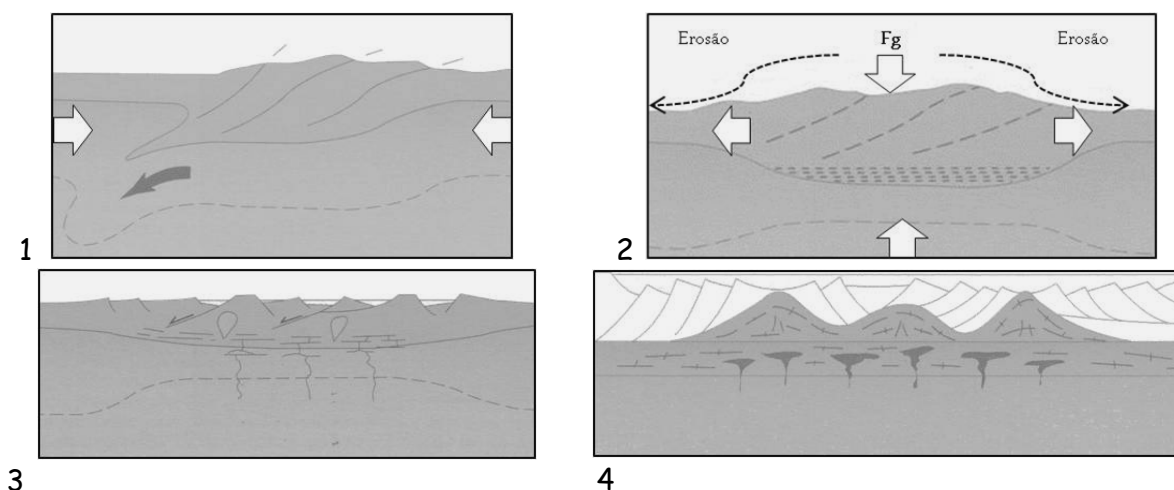


Fig. 38. Após a compressão (1), a cadeia de montanhas sofre: sobrelevação (2), extensão (2 e 3) e magmatismo associado (4) [adaptado de Caron *et al.*, 2003]. Fg- força gravítica.

2. O território geológico continental português

No seu conjunto, a geologia do território da Península Ibérica revela o que se terá passado, principalmente, durante os ciclos de Wilson varisco (542 Ma-251 Ma, do início do Câmbrio ao final do Pérmico) e alpino (a partir dos 251 Ma), este ainda não terminado. A interpretação da história geológica, no contexto dos ciclos de Wilson, permite compreender as várias unidades morfotectónicas em que a Ibéria e, especialmente, o território português se encontra dividido (fig. 39).

O ciclo varisco foi, e é, reconstruído de modo muito fragmentado devido à idade dos afloramentos e por estes já terem sido, em muitos casos, afetados pelos processos do ciclo alpino (erosivos e orogénicos). Com maior dificuldade ainda se conseguem reconstituir alguns episódios do ciclo cadomiano (anterior aos 542 Ma).

É, na unidade morfotectónica designada por Maciço Antigo ou Ibérico (fig. 39), que se encontram inscritas as evidências do ciclo varisco (e as raras e desmembradas do ciclo cadomiano). Seguiu-se-lhe o ciclo alpino (desde os 251 Ma, base do Triásico), ainda não terminado, visto que o Oceano Atlântico continua em expansão, mesmo que possa ter já iniciado o processo de subducção ao longo da margem ibérica como as interpretações de dados recentes sugerem (*e.g.* Duarte *et al.*, 2013). Durante

o ciclo alpino formaram-se e deformaram-se as bacias sedimentares mesocenoicas (essencialmente a Bacia Lusitânica a ocidente ou

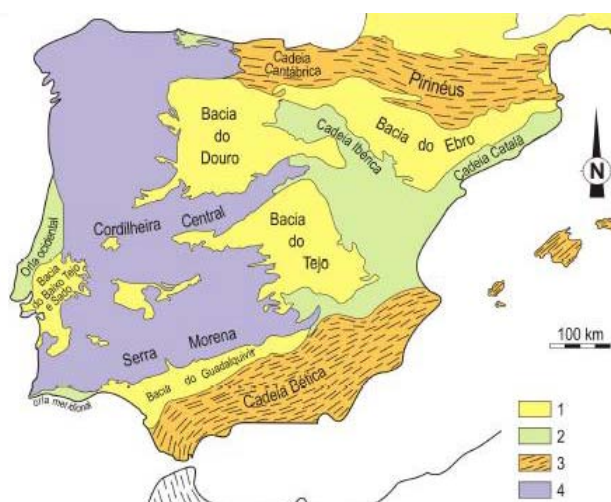


Fig. 39. Unidades morfotectónicas da Península Ibérica (Ribeiro, 2006). 1- Bacias cenozoicas, 2- Bacias mesocenoicas com inversão tectónica alpina, 3- Orógenos alpinos, 4- Maciço Ibérico.

A parte do território português, afetado pela orogenia varisca, foi dividida em 1945, por F. Lotze em zonas paleogeográficas. A caracterização das várias zonas paleogeográficas, mais tarde, revista e melhorada por Julivert *et al.* (1972), baseou-se essencialmente em critérios de natureza petrológica, paleontológica e estrutural (Ribeiro *et al.*, 1979). Delimitou zonas distintas a que foram atribuídas idades também diferentes e, cujas fronteiras não se modificaram muito de então para cá, apesar do novo enquadramento geotectónico que sofreram (Ribeiro *et al.*, 2007) fornecido pela Teoria da Tectónica de Placas (TP).

No enquadramento da TP, os critérios que norteiam a divisão das zonas paleogeográficas ou geotectónicas, passaram a dar importância fundamental às zonas de sutura que marcam as fronteiras entre as antigas placas ou fragmentos de placas que foram sendo acrecionados essencialmente durante o ciclo varisco. Este é o principal evento orogénico responsável pela estruturação do atual território continental de Portugal. E, por essa razão, passou também a ser tido em conta o conceito de *terreno*.

Um terreno conserva uma história geológica diferente das dos terrenos vizinhos, aos quais, regra geral, se encontra acoplado por zonas de falha (cisalhamento) de primeira ordem e/ou linhas de sutura que terão sido antigos limites de placas. Um terreno possui geologia distinta, apresentando formações estratigráficas, rochas intrusivas, depósitos minerais e história tectónica que lhe confere características especiais e diferentes das dos terrenos adjacentes (Gibbons, 1994).

Existe uma panóplia de adjetivos que tem sido aplicada ao termo *terreno* (tradução do termo *terrane*, na língua inglesa) para dar a entender as origens relativas entre terrenos contíguos ou sobrepostos. É importante clarificar alguns deles para o que se exporá adiante relativamente ao território português.

O adjetivo *suspeito* começou por ser aplicado a “entidades geológicas regionais extensas limitadas por falhas e caracterizadas por uma história geológica distinta da dos terrenos adjacentes” (Gibbons, 1994). Este adjetivo já tinha implícita a ideia de que o terreno em causa teria sido deslocado relativamente aos terrenos vizinhos. Outros termos vieram posteriormente a esclarecer melhor o conceito de terreno como: alóctone, deslocado e exótico (*ibidem*). O termo alóctone ou deslocado (*displaced* em inglês) define uma unidade separada por falhas que terá sido deslocada a partir de uma localização diferente relativamente aos terrenos adjacentes, justificando o contraste quanto à geologia na zona limite dos terrenos. Também o mesmo autor (Gibbons, 1994) refere o termo *transcorrente* ou *deslocado*, para designar um terreno que sofreu justaposição relativamente a terrenos vizinhos por meio da movimentação em falhas de desligamento (*strike-slip* em inglês). Por sua vez, um terreno *autóctone* teve, em relação aos outros, origem no local em que se encontra. É importante adjetivá-lo apenas para o distinguir dos que tiveram outras origens. O termo exótico refere-se a qualquer terreno “deslocado” que apresenta uma geologia completamente distinta da dos terrenos a que foi acrecionado, como por exemplo, um fragmento continental ou de crosta oceânica.

Com efeito, terrenos distintos podem sofrer acreção, - adesão a uma margem continental -, durante o fecho de um oceano, tais como fragmentos crustais pequenos, arcos insulares ou relevos submarinos (*seamounts*), transportados em placa oceânica que sofre subducção ou obducção (Gibbons, 1994).

No território continental português, os *terrenos* paleozoicos (*vide* fig. 40), são considerados unidades estruturais de primeira ordem, encontrando-se separados por suturas principais enquanto as *Zonas* são consideradas unidades estruturais de segunda ordem. Entre si (quer os Terrenos quer as Zonas) apresentam uma evolução paleogeográfica diferenciada, máxima segundo a direção perpendicular às estruturas variscas

principais e, mínima paralelamente à orientação geral do orógeno (Dias, 2010). Cada zona pode ainda ser constituída por diferentes domínios.

A Carta Geológica de Portugal à escala de 1: 1 000 000 (LNEG-LGM, 2010), considera as seguintes zonas paleogeográficas, para o território português, anteriores ao Mesozoico (fig. 27): a Zona de Galiza e Trás-os-Montes, a Zona Centro Ibérica, a Zona de Ossa Morena e a Zona Sul Portuguesa.

A Zona de Galiza e Trás-os-Montes (ZGTOM), de acordo com a definição original de Lotze (1950) é constituída por dois Domínios sobrepostos (Dias & Ribeiro, 2013): *i)* um Complexo Parautóctone cujos materiais, apesar de natureza alóctone, apresentam semelhanças acentuadas com os metassedimentos autóctones da ZCI; *ii)* os Complexos Alóctones da Galiza – Trás-os-Montes que integram os maciços metamórficos de alto grau, e contêm rochas máficas e ultramáficas (*ibidem*).

Para alguns autores, falta à ZGTOM, a homogeneidade paleogeográfica inerente à definição de Lotze (1950), sendo que, por essa razão, integram os dois setores desta zona na ZCI. Deste modo a ZCI passa a compreender sequências autóctones e as referidas alóctones (incluindo as parautóctones). A generalidade das sequências autóctones apresenta uma acentuada homogeneidade quanto à litoestratigrafia, geologia estrutural, magmatismo e metamorfismo, registando-se diferenças principalmente ao nível das principais estruturas variscas (*e.g.* Dias *et al.*, 2013).

Os limites da ZCI são ainda considerados controversos, não sendo a sua discussão um objetivo deste trabalho, pelo que remetemos o assunto para Dias e Ribeiro (2013).

A Zona de Ossa Morena devido à evolução que teve é constituída por vários domínios ou setores (Araújo, 2013). Foram reconhecidos acidentes tectónicos de primeira ordem ao longo dos seus limites Norte e Sul, que têm vindo a ser interpretados, como suturas (*ibidem*). Assim, considera-se que a ZOM é delimitada a Norte (fronteira com a ZCI) pela Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba (ZCTBC), e a Sul (fronteira com o TSP), pelo cavalgamento de Ferreira-Ficalho (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2007). O bordo NW da ZOM é considerado por alguns autores (*e.g.* Chaminé, 2000) como sendo delimitado, pela Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo.

Tendo também em conta o conceito de terreno como unidade estrutural de 1ª ordem, outros autores (Ribeiro, 2006; Ribeiro *et al.*, 2007; Dias, 2010) propuseram uma distribuição paleotectónica dos terrenos no contexto das orogenias varisca e cadomiana, ou seja, afetados por estas duas orogenias, anteriores ao mesozoico (idade > 251 Ma). De um modo simplificado, dividiram o território de acordo com a classificação expressa na fig. 40, a que nos referiremos ao longo dos itens que se seguem.

Os testemunhos mesocenoicos estão materializados nas chamadas Bacias Mesocenoicas litorais, formadas (e deformadas) durante o ciclo alpino: como a Bacia ocidental ou Lusitânica (=Lusitaniana) e a Bacia meridional ou Algarvia (as de maior dimensão), que bordejam os terrenos de origem cadomiana e varisca, justapondo-se a alguns terrenos variscos (e.g. Kullberg *et al.*, 2013; Terrinha *et al.*, 2013).

A Bacia Lusitânica desenvolveu-se na chamada Margem Ocidental Ibérica (MOI), durante parte do Mesozoico, como adiante se explicará. Ocupa mais de 20 000 Km², com uma dimensão de 200 km na direção aproximada de NNW-SSE e mais de 100 km na direção perpendicular (Kullberg *et al.*, 2013). Tem a vantagem de apresentar 2/3 de área emersa, o que tem atraído a atenção de muitos investigadores. As outras bacias da MOI (*ibidem*) são a Bacia do Alentejo, a Bacia de Peniche, a Bacia do interior da Galiza e a Bacia do Porto (fig. 41).

Apesar de as bacias Lusitânica e Algarvia se terem individualizado essencialmente durante o processo de extensão dominante no território português durante o Mesozoico, terão sofrido um processo ligeiro de inversão tectónica durante o Cenozoico, que terá produzido encurtamento local (Kullberg *et al.*, 2013). O mesmo processo compressivo terá produzido bacias localizadas no interior do país, como as da Lousã e de Castelo Branco (na zona Centro do país) e da Vidigueira (Baixo Alentejo) e, ainda outras, que têm comunicação com o litoral como as do Tejo e do Sado (Dias, 2007).

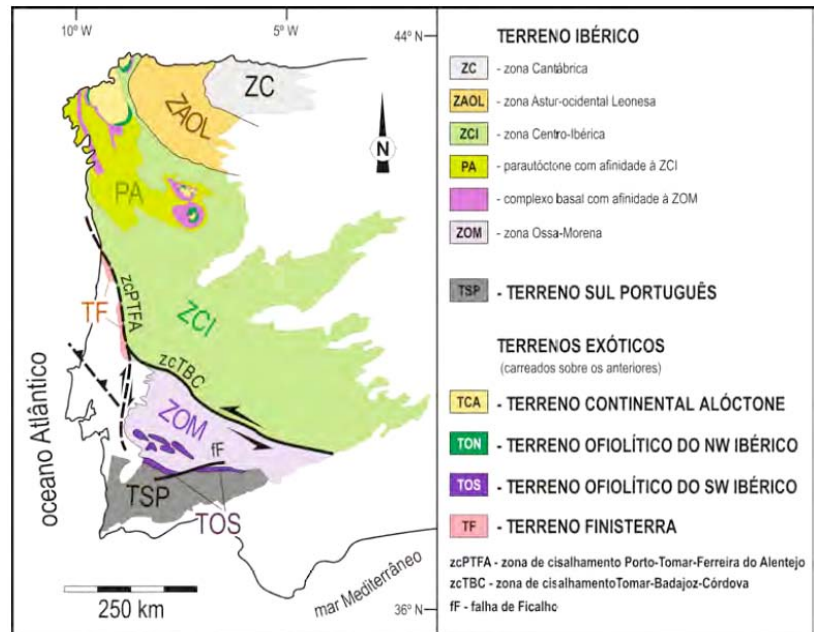


Fig. 40. Classificação geotectónica do Oeste da Península Ibérica: Terrenos – unidades estruturais de 1ª ordem e Zonas – unidades estruturais de 2ª ordem (Dias, 2010).

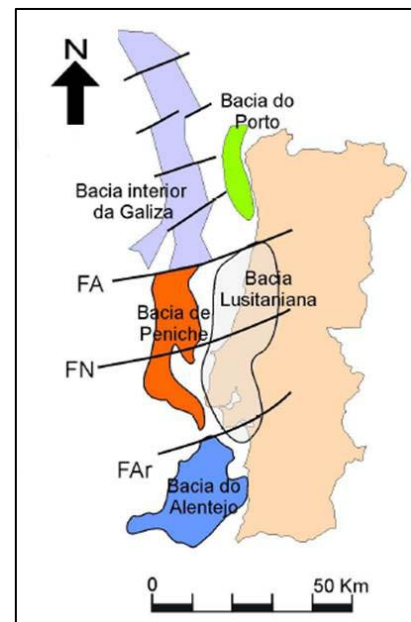


Fig. 41. Bacias ocidentais mesocenoicas, delimitadas por falhas (adaptado de Kullberg *et al.*, 2006a). FA- Falha de Aveiro, FN- Falha da Nazaré, FAR- Falha da Arrábida.

2.1. O ciclo Varisco

A Cadeia (de montanhas) Varisca Europeia é um complexo e extenso orógeno, com cerca de 700-800 km de largura e mais de 3000 km de comprimento (Matte, 1986). Formou-se ao longo de diversos episódios tectónicos de duração prolongada, a partir da convergência inicial, até aos estádios finais de colisão, deformação intraplaca e colapso extensivo.

A deformação varisca materializa o fecho de, pelo menos, dois oceanos, situados entre os maiores continentes da época, a Laurência, a Báltica e a Gondwana, e outros demais microcontinentes e arcos vulcânicos, que foram amalgamados, levando à formação da Pangeia no final do Paleozoico (fig. 42). Persiste no entanto, algum desacordo entre os autores que têm estudado a orogenia varisca. Diversos cenários têm sido colocados para reconstituir a acreção do final do Paleozoico, que incluem o número de oceanos, de continentes e microcontinentes envolvidos (*e.g.* Pastór-Gálan *et al.*, 2013). Persiste também algum desacordo quanto ao número de suturas e, ainda, relativamente aos mecanismos de *rifting* do Oceano Rheic, associando-o ao fecho ou não de outros oceanos, por *slab-pull* e *roll-back* ou por simples extensão litosférica (Nance *et al.*, 2012; Weil *et al.*, 2013). Continua em aberto também se o Rheic era apenas um ou vários oceanos devido ao número de suturas e à sua continuidade, de complexa reconstituição, entre os fragmentos de um orógeno varisco em forma de arco (Weil *et al.*, 2013).

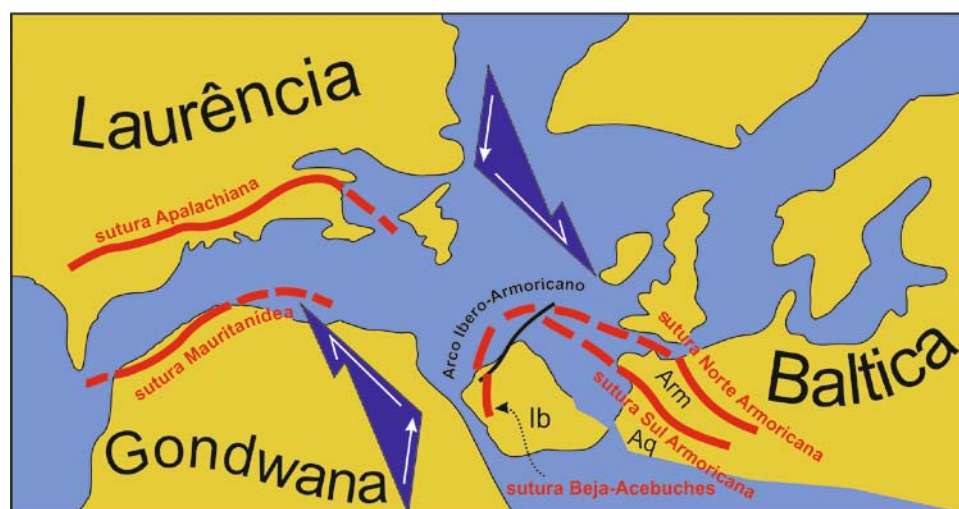


Fig. 42. Situação paleogeográfica antes da colisão dos continentes paleozoicos que levou à formação da Pangeia (adaptado de Ribeiro *et al.*, 2007). As suturas existentes nos diferentes continentes foram fundamentais para a reconstituição.

O Arco Ibero Armoricano (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 1979) é a característica tectónica varisca central do setor da Europa Ocidental, caracterizando-se por estruturas curvas que traçam um arco desde a Bretanha (esta região francesa era designada na Antiguidade clássica por Armórica) atravessando o mar cantábrico (Norte

de Espanha) até à zona ocidental da Península Ibérica (Weil *et al.*, 2010; Ribeiro *et al.*, 2010), no Centro-Sul de Portugal. Existem diversos modelos para explicar os orógenos arqueados, e especificamente o ibero-armoricano. Sendo, a dedução da sua história, complicada é, no entanto, consensual considerar duas fases de deformação: uma fase compressiva que origina uma cadeia linear e uma fase em que o dobramento em torno de um eixo vertical forma os flancos do orógeno (Weil *et al.*, 2013).

Um aspeto fundamental para a reconstituição da génese da cadeia varisca é, com efeito, a identificação das suturas que marcam as fronteiras entre os terrenos que foram amalgamados (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2007) e, que antes eram, e/ou que se situavam em, diferentes placas. Só, assim, é possível compreender os fenómenos decorridos e as rochas formadas, descrevendo um ciclo orogénico completo desde a fase de estiramento, sedimentação, oceanização, passando pelo fecho: subducção oceânica (com possível obdução), subducção continental, colisão continental e consequente reajustamento isostático. O ciclo varisco contém todas estas fases. É preciso, no entanto, não esquecer que o orógeno varisco pode ter resultado do fecho de um único oceano, o *Rheic* (*e.g.* Shelley & Bossière, 2002), ou de mais do que um, acrescentando-se o *Paleotétis* (*e.g.* Pastór-Galán *et al.*, 2013).

Pode iniciar-se a história do ciclo varisco pelo final do ciclo anterior - ciclo cadomiano -, apesar da escassez de provas sobre a sua atuação. Ele é reconhecido principalmente pela existência de rochas metamórficas de idade proterozoica (*e.g.* Araújo, 2006). Com efeito, para um novo ciclo de Wilson são necessários os produtos do ciclo anterior ou de um ainda mais antigo, sendo que o final de um ciclo e o princípio do ciclo seguinte podem por vezes sobrepor-se. Isto acontece se considerarmos, por exemplo, que a abertura de um oceano se faz à custa do fecho de outro (*Rheic* e *Iapetus*; Nance *et al.*, 2012) ou que a extensão no final da orogénese pode conduzir à fraturação e estiramento litosféricos (*e.g.* Caron *et al.*, 2003) num processo de auto-organização (Zhong & Zhang, 2005), já referido no cap. I.

2.1.1. Vestígios do ciclo (anterior) Cadomiano

Vamos assim recuar no tempo, até à origem do (s) continente (s) que importam para a descrição do ciclo Varisco, ou seja, ao Neoproterozoico (Fig. 43). Por essa altura (≈ 750 Ma), a fragmentação da Rodínia terá produzido um outro supercontinente, mais pequeno - a Gondwana- e, continentes ainda mais pequenos, ou mais corretamente, placas, como a Báltica e a Laurência (Withmeyer *et al.*, 2007; Ribeiro *et al.*, 2007; Dias, 2007), e placas ainda menores na bordadura Norte da Gondwana, como por exemplo, a Cadomia ou a Avalónia (e.g. Shelley & Bossière, 2000; Nance *et al.*, 2010).

Existia então, como grande oceano, o *Iapetus* (fig. 44), o primeiro oceano antigo a ser reconstituído paleogeograficamente no “pós-Tectónica de Placas” e, cuja história é melhor conhecida. No entanto, e embora o *Rheic* não tenha tido a mesma atenção, este terá sido o oceano mais importante durante o Paleozoico inferior, passando a separar a Gondwana do continente de menor dimensão (fig. 44) que integrava a Avalónia e a Carolínia (Nance *et al.*, 2012).

Alguns afloramentos do Neoproterozoico, muito deformados, que terão feito parte da Gondwana, ou os pequenos terrenos que terão existido no seu bordo norte (e.g. Nance *et al.*, 2012; Pereira *et al.*,

Eonotema/ Eon		Eratema /Era	Sistema /Período	Idade numérica (Ma)
Pré-Câmbrico	Proterozoico	Neoproterozoico	Ediacário	- 541
			Criogénico	- 635
			Tónico	850
				1000

Fig. 43. Tabela cronostratigráfica do Neoproterozoico, simplificada e adaptada de ICS (2012) e Silva (2011a).

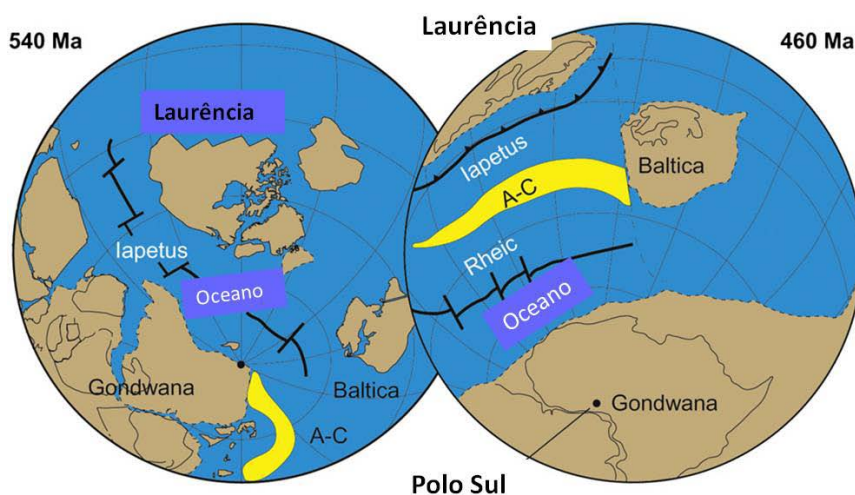


Fig. 44. Reconstituição paleogeográfica entre o final do Neoproterozoico e Paleozoico inferior, e relação entre os Oceanos Iapetus e Rheic (adaptado de Nance *et al.*, 2012). A- Avalónia, C- Carolínia.

2012) restam no território português, mais propriamente nas Zonas Centro Ibérica e de Ossa Morena. Sobre eles assentam, em discordância, os metassedimentos do Câmbrio inferior (Ribeiro *et al.*, 2009).

É referida como sutura cadomiana, testemunho da acreção de micropalacas (microterrenos) à Gondwana anteriormente ao início do ciclo varisco, a ZCTBC (Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-

Córdoba). Esta assunção radica, para alguns autores (Ribeiro, 2006; Ribeiro *et al.*, 2007), essencialmente em duas evidências: *i)* o facto de aí aflorarem rochas metamórficas de alta pressão (eclogitos e xistos azuis) e ofiolitos, que terão resultado de um processo geodinâmico rápido incluindo subducção e obducção (Romão *et al.*, 2008); *ii)* o facto de estas rochas se encontrarem intersetadas por rochas intrusivas do Paleozoico inferior, reveladoras de magmatismo bimodal (basaltos alcalinos/riólitos alcalinos), interpretado como decorrente de *rifting* intracontinental ocorrido na fase extensiva do ciclo varisco (Mata & Munhá, 1990; Ribeiro *et al.*, 2007).

Outro exemplo de rochas cadomianas são as que afloram no chamado *Complexo Metamórfico da Foz do Douro* (*e.g.* Noronha & Leterrier, 2000), cuja sigla é CMFD. Esta área é delimitada a Este pela Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (fig. 45) que, por sua vez, em termos geotectónicos, separa a ZOM (a Oeste) da ZCI (a Este) de acordo com Chaminé (2000), ou segundo outros autores (*e.g.* Dias, 2010), separa o Terreno Finisterra do Terreno Ibérico.

O CMFD, classificado desde 2001 como Património Natural Municipal, inclui um conjunto de

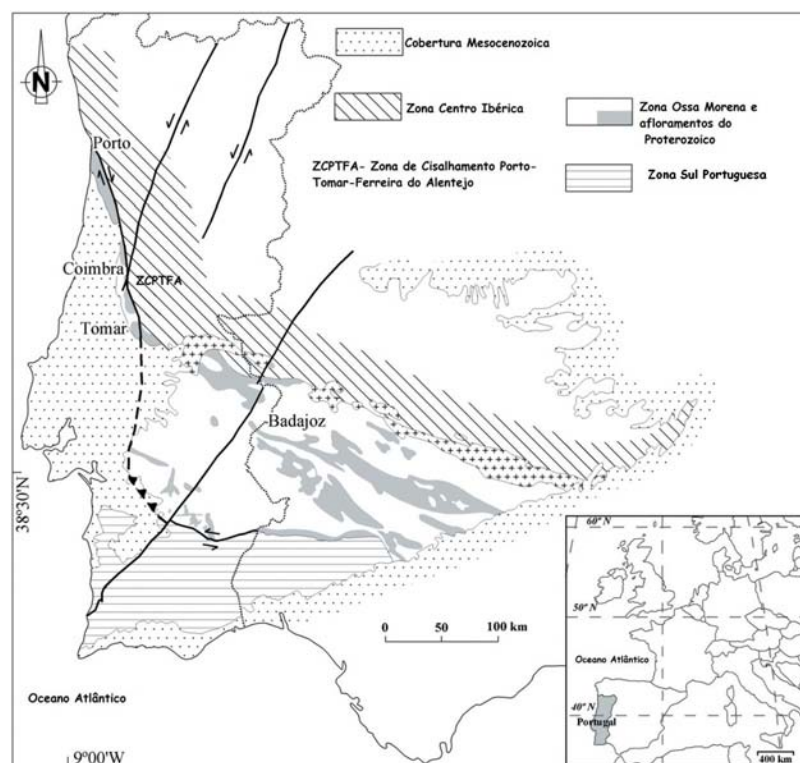


Fig. 45. Localização da ZCPTFA e afloramentos do Proterozoico, possivelmente movimentados ao longo da falha (adaptado de Gomes *et al.*, 2007).

afloramentos com interesse científico e didático (CMP, 2008) e é caracterizado por uma associação *espacial* de ortogneisses (*vide* Glossário), anfibolitos e metassedimentos. Alguns desses afloramentos (fig. 46) são de litologias iniciais (antes da deformação e metamorfismo) do Neoproterozoico, com idades entre os 605±17 Ma e os 567±6 Ma (Ribeiro *et al.*, 2009). Entre eles, estão os gnaisses biotíticos (tonalitos metamorfizados; fig. 46 A), com uma idade de 575±5 Ma (idade da consolidação do magma) e uma razão isotópica de estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)≈0,702, sugerindo que o magma teve origem a grande profundidade com contribuição de materiais provenientes do manto (Noronha & Leterrier, 2000). A natureza calco-alcalina destas rochas sugere que a sua formação esteve associada a um episódio de convergência de placas.

No mesmo local afloram anfibolitos (fig. 46 B), e metassedimentos associados (fig. 46 C), mais antigos que os gnaisses biotíticos (fig. 46 A), pois estão intersetados por estes. Como os metassedimentos

apresentam xistosidade que é anterior às foliações presentes nos ortognaisses, assume-se que “[...] o CMFD corresponde à faixa Precâmbrica” (Neoproterozoico) da ZOM (de acordo com Chaminé, 2000).

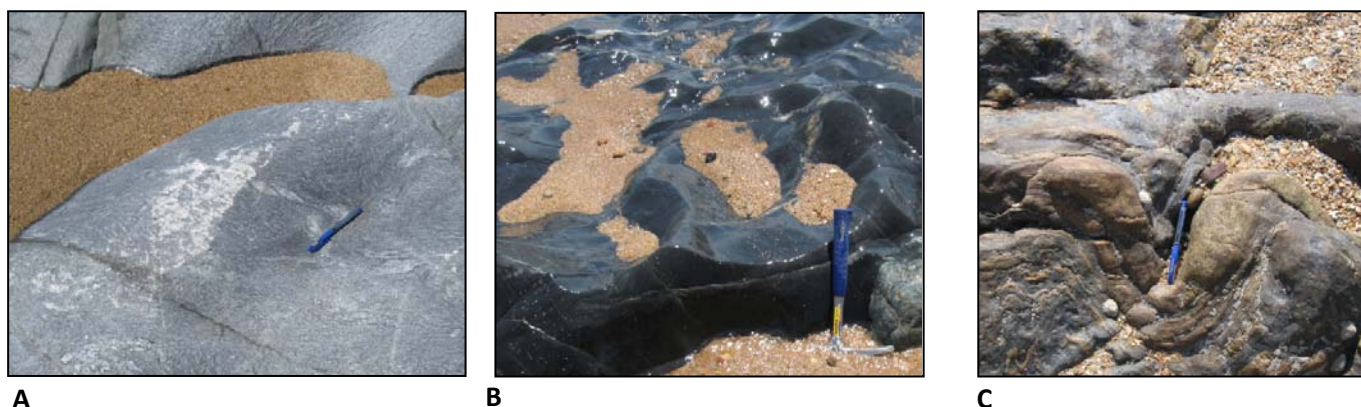


Fig. 46. Rochas neoproterozoicas do CMFD: A - gnaiss biotítico; B - anfibolito; C - “metassedimento” dobrado.

A génese desta associação de rochas (anfibolitos+metassedimentos+gnaisses) é interpretada, segundo estes autores (Noronha & Leterrier, 2000), em contexto de convergência de placas (subducção e obducção de placa oceânica). Os anfibolitos apresentam características geoquímicas que evidenciam terem resultado do metamorfismo de antigos basaltos do tipo MORB, ou seja, formados em dorsal oceânica. À medida que a litosfera oceânica é subductada, vai sofrendo um aumento progressivo do grau de metamorfismo (Xistos Verdes→Anfibolitos→Eclogitos). Os anfibolitos foram metamorfizados essencialmente pelos fluidos hidrotermais e a sua associação com *metassedimentos* pressupõe que a parte superior da crosta oceânica, constituída por basaltos a que se sobrepõem sedimentos, tenha sido obdutada.

Os terrenos que se separaram da Gondwana no início do ciclo varisco (Ordovícico inferior), como a Avalónia e a Carolínia (fig. 44), podem ter sido, em larga medida, os mesmos que se acoplaram à sua margem no final do ciclo cadomiano, sugerindo que o *rifting* terá ocorrido ao longo da sutura formada no Neoproterozoico (Nance *et al.*, 2012). Esta hipótese é, em parte apoiada pelo papel que as estruturas do ciclo anterior (cadomianas) poderão ter desempenhado durante o ciclo varisco (Ribeiro *et al.*, 2007; 2009). A ZCPTFA terá sido uma dessas estruturas que, ao longo dos sucessivos ciclos de Wilson, terá desempenhado vários “papéis” nas sucessivas movimentações de placas e intraplaca.

Para além dos poucos afloramentos que existem, testemunhos da orogenia cadomiana, e que têm sido estudados (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2009) é importante não esquecer que o soco cadomiano sujeito ao ciclo varisco desde a fragmentação continental (Ribeiro *et al.*, 2009), tem sido detetado e estudado por métodos indiretos variados, como a reflexão sísmica (Simancas *et al.*, 2003, 2004) por exemplo, no TAI (Terreno Autóctone Ibérico) bem como no TSP (Terreno Sul Português).

2.1.2. Processos extensivos no extremo Norte da Gondwana

No início do Paleozoico, por volta dos 541 Ma (fig. 47) existiam dois grandes continentes: a Gondwana perto do polo sul, e a Laurência, mais pequeno, também no hemisfério sul mas mais próximo do equador. Existiriam ainda outros continentes mais pequenos como a Báltica ou a Sibéria (fig. 48).

Pode-se considerar que o ciclo varisco tenha tido início, provavelmente, no Câmbrio médio, com o estiramento e fraturação da Gondwana, do que terá resultado a individualização de várias microplacas, como por exemplo, a Avalónia e a Carolínia (Linnemann *et al.*, 2012).

O processo de fracturação e estiramento do bordo Norte da Gondwana terá sido contemporâneo da subducção da litosfera oceânica do *Iapetus* (Nance *et al.*, 2012). Com efeito, este oceano, que separava a Gondwana da Laurência e da Báltica, já estaria em processo de fecho naquela época (Scotese, 2010).

A formação de crosta oceânica e consequente formação e expansão de novos oceanos pode ser explicada como resultante do estiramento continuado da litosfera continental, associado a processos de subducção. Modelo explicativo semelhante poderá assim aplicar-se à abertura do *Rheic* e individualização de várias microplacas, como a Avalónia e a Carolínia (*e.g.* Linnemann *et al.*, 2012; Nance *et al.*, 2012). Em fase posterior, do Câmbrio médio-superior ao Ordovícico, essas microplacas (Avalónia e Carolínia), isoladamente ou em conjunto, ter-se-ão movimentado, para Norte onde se situavam a Báltica e a Laurência (Nance *et al.*, 2012).

A região de idade câmbria que hoje faz parte do território português, estava então integrada na Gondwana (bordo Norte). O processo de estiramento litosférico, antes referido, refletiu-se essencialmente no que é hoje o Centro e Norte do país, formando bacias profundas que foram sendo preenchidas por espessas formações de fácies marinhas, que integram hoje o *Super Grupo Dúrico-Beirão* (*e.g.* Dias *et al.*, 2013; Romão *et al.*, 2013), antes designado por Complexo Xisto-Grauváquico (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 1979). A

Eonotema /Eon	Eratema /Era	Sistema /Período	Idade numérica (Ma)
Fanerozoico	Paleozoico	Ordovícico	~ 445
		Câmbrio	~ 487
			541

Fig. 47. Tabela cronostratigráfica do Paleozoico inferior, simplificada e adaptada de ICS (2012) e Silva (2011a). A fase extensiva do ciclo de Wilson decorreu nos períodos Câmbrio e Ordovícico.

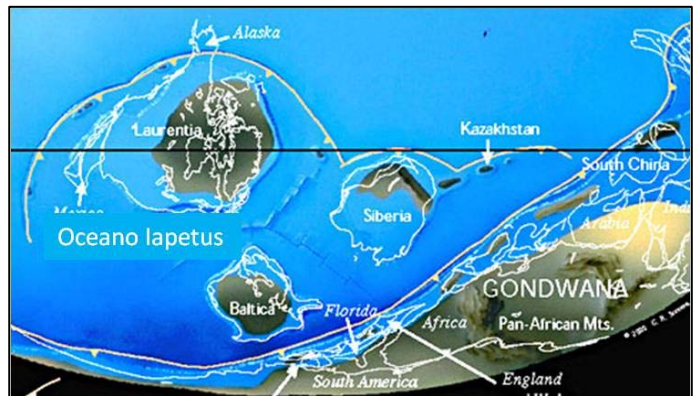


Fig. 48. Reconstituição paleogeográfica no Câmbrio superior (~514 Ma, Câmbrio superior) [adaptado de Scotese, 2010].

deposição aí ocorrida, de sedimentos de natureza turbidítica e interturbidítica, é típica de ambientes marinhos profundos e de margem continental (plataforma e talude).

Ao mesmo tempo, mas mais a sul, na região que hoje corresponde ao Alto Alentejo (Zona de Ossa Morena), formavam-se diversas sub-bacias (bacias pouco profundas) cujo conteúdo está descrito numa elevada diversidade de colunas estratigráficas (Oliveira *et al.*, 1991; Araújo, 2013; Araújo *et al.*, 2013) que correspondem a vários setores que materializam vários depocentros (Araújo *et al.*, 2013). As bacias da ZOM foram sendo preenchidas ao longo do tempo por sedimentos de fácies diversas: terrígenas na base, carbonatadas, voltando a terrígenas no topo, caracterizando uma evolução a partir de ambiente claramente continental, litoral, de plataforma carbonatada até arenitos e argilitos alternados – depósitos de talude (Mata *et al.*, 2006).

Em algumas daquelas bacias da ZOM terá também ocorrido intensa atividade magmática (no Câmbrico) sendo o caso da bacia de Vila Boim no Alto Alentejo (*ibidem*). É prova disso a sequência estratigráfica, de baixo para o topo: riólitos subcalinos intercalados nas formações sedimentares terrígenas, rochas máficas toleíticas não-orogénicas e um complexo ígneo bimodal. Este é constituído por uma associação de rochas máficas (dos gabros aos granodioritos) e félsicas (sienitos e granitos), distribuídas espacialmente, tendo sido, por isso, relacionado com a fracturação continental (Mata *et al.*, 2006). A presença de rochas hipercalinas na ZOM, neste contexto, é explicada pela baixa fusão parcial do manto. O facto de o magma ser proveniente do manto superior e do vulcanismo ter acontecido após a sedimentação comprova ter-se tratado de fraturação continental (*rifting*) passiva (*ibidem*).

No Câmbrico, a bacia da ZCI era mais profunda que as bacias da ZOM, mas no Ordovícico a situação inverter-se-ia, aumentando a profundidade destas relativamente à bacia da ZCI (Ribeiro *et al.*, 2007). Entretanto, do Câmbrico ao Ordovícico, o processo de estiramento crustal, que se tinha intensificado na ZOM, extinguia-se praticamente na ZCI, diminuindo também a subsidência da bacia. O mar profundo que existiu durante o Câmbrico tornava-se mais estreito e perdia profundidade, passando a receber areias de natureza quartzosa, depositadas habitualmente em ambiente de plataforma (margem passiva). Estas viriam a sofrer metamorfismo no final do ciclo varisco, originando o conhecido *quartzito armoricano*, que constitui diversos relevos de resistência à erosão, aflorantes em várias zonas do país, como os que se podem observar no litoral norte (fig. 49).

A continuidade deste tipo de depósito, o quartzito armoricano, mesmo que, segundo alguns autores (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2007) a sua sedimentação tenha sido diacrónica, desde as bacias profundas da ZOM até às bacias mais superficiais da ZCI, indica uma continuidade paleogeográfica destas duas (e demais) zonas do Terreno Ibérico, durante o Ordovícico médio e superior (Ribeiro *et al.* 2007).

No final do Ordovícico, segundo alguns autores, teve lugar outro processo de *rifting*, levando à individualização do continente Armórica (Matte, 2001), ou Huno, se a Armórica for considerada como parte deste supercontinente (Shelley & Bossière, 2002). O tipo de magmatismo associado (Ribeiro *et al.*, 2007) apoia o modelo que associa a abertura do Paleotétis (fig. 50 B) à subducção em contexto distensivo, com formação de uma bacia marginal (*back-arc* ou retroarco, em português). É também nesta altura que a falha Porto Tomar-Ferreira do Alentejo (FPTFA) terá tido um papel mais relevante como transformante direita (Ribeiro *et al.*, 2007).

Se formados pelo processo descrito, os oceanos mais pequenos, Paleotetis e Beja-Acebuches, terão sido já uma consequência do início do fecho do grande oceano *Rheic* (fig. 50). A Norte e a Sul do que era o território português, entre o final do Ordovícico, princípio

do Silúrico, ter-se-ão formado estes oceanos em contexto de bacias marginais, como consequência de processos de subducção que começavam a desenvolver-se nas margens do *Rheic*. Assim é referido, por exemplo, por Pedro *et al.* (2005), ressaltando a não unanimidade dos modelos geodinâmicos propostos para a Zona de Ossa Morena durante o ciclo varisco. A fase de margem continental ativa da ZOM durante o ciclo varisco é caracterizada, de acordo com estes autores (*ibidem*), pela subducção para Norte, que induz a abertura de uma bacia marginal, com consequente formação de crosta oceânica.



A



B

Fig. 49. Quartzitos do Ordovícico, praia da Apúlia, Norte de Portugal (ZCI). A- “crista” quartzítica, B- bilobite (rasto de Trilobite) no quartzito.

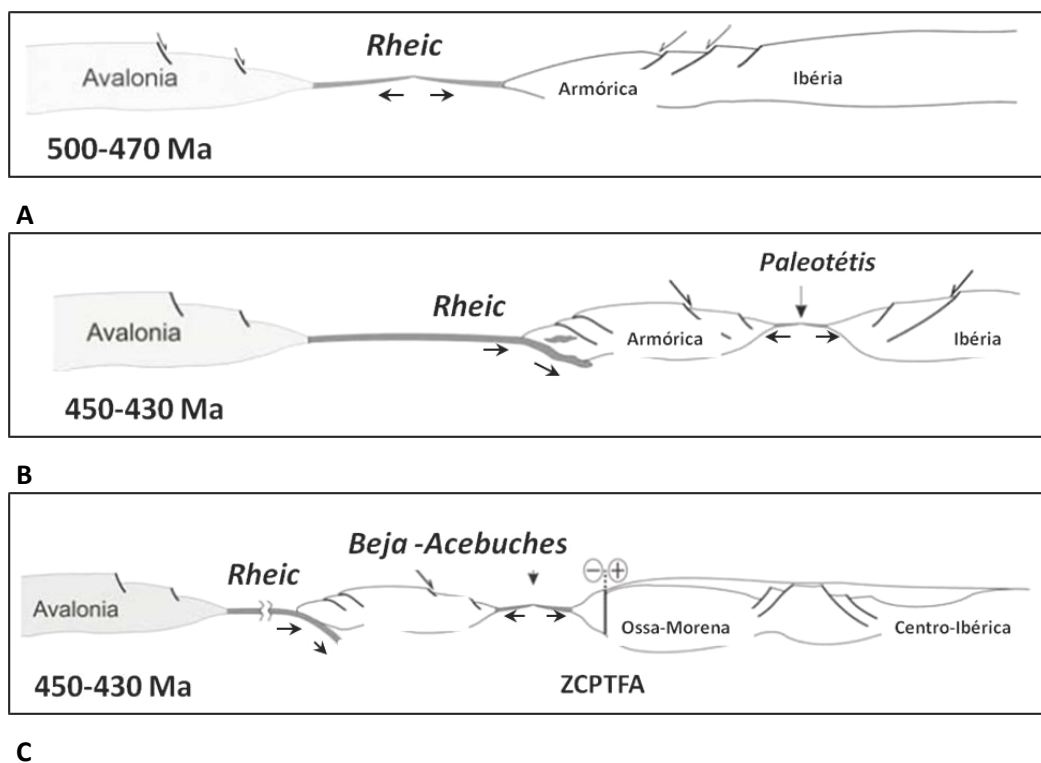


Fig. 50. Abertura do *Rheic* (A) e formação dos oceanos mais pequenos, *Paleotétis* (B) e *Beja – Acebunches* (C), à custa da subducção da litosfera do *Rheic*, respetivamente a NE e a SW da ZOM (coordenadas atuais), com consequente formação de bacias marginais que evoluíram para bacias oceânicas (adaptado de Ribeiro *et al.*, 2007). ZCPTFA- Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo. A e B correspondem a cortes no ramo N do Arco Ibero-Armoricano, enquanto C corresponde a um corte no ramo S do mesmo arco.

O sentido da subducção de Sul para Norte para o oceano Beja-Acebunches é apoiado por diversas evidências (Fonseca, 1995; Rosas *et al.*, 2008), entre as quais, Fonseca (1997) destaca a ocorrência contemporânea, a N/NE da margem continental da ZOM, de magmatismo orogénico calco-alcalino (típico de uma zona de subducção/arco vulcânico). A evolução das rochas toleíticas para as calco-alcalinas acontece ao longo do tempo e também em função da distância à zona de subducção (Best & Christiansen, 2001) sendo este processo sugerido para aquela zona (Fonseca, 1995; 1997).

2.1.3. Da subducção oceânica à colisão continental

Entre o final do Silúrico (fig. 51) e o início do Devónico (≈425 - 410 Ma), o *Rheic* terá começado a fechar; o mesmo terá começado a suceder ao *Paleotétis* (Ribeiro *et al.*, 2007) por subducção da sua litosfera oceânica junto à margem da Armórica-Ibéria, a Norte.

A subducção da litosfera do *Rheic* junto à margem ibérica, do lado da Zona de Ossa Morena, ia aproximando desta, o continente Avalónia, levando igualmente, ao fecho do oceano interior Beja-Acebuches. Por esta altura, a Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (fig. 45), era uma falha transformante direita que fazia a ligação entre o limite convergente (subducção) do *Paleotetis*, a Norte, e o limite convergente (subducção) do Oceano de *Beja-Acebuches*, a Sul (Ribeiro *et al.*, 2007).

As reconstituições dos oceanos antigos são feitas, principalmente, com base no estudo dos ofiolitos (*e.g.* Nicolas, 1999). É, por essa razão, que hoje se consegue reconstituir

oceanos paleozoicos como o *Rheic*, o *Paleotetis* ou o *Beja-Acebuches*. O reconhecimento da sua litosfera oceânica, obduzida e metamorfozizada, permite situá-los e fazer a sua reconstituição paleogeográfica, com o apoio de diversos dados, tais como, os cinemáticos que dão a direção e o sentido dos carreamentos, e os petrográficos e geoquímicos que permitem caracterizar a origem dos magmas.

Eonotema /Eon	Eratema /Era	Sistema /Período	Idade numérica (Ma)
Fanerozoico	Paleozoico	Devónico	360
		Silúrico	422
			445

Fig. 51. Tabela cronostratigráfica do Paleozoico médio, simplificada e adaptada de ICS (2012) e Silva (2011a). A fase principal, do ciclo de Wilson, relativa ao fecho de oceanos, decorreu do Silúrico ao Devónico.

2.1.3.1. As obduções na Zona de Ossa Morena (ZOM)

No SW ibérico a sutura varisca encontra-se materializada por dois conjuntos de sequências ofiolíticas: o *Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA)* [Munhá *et al.*, 1986; Fonseca & Ribeiro, 1993; Quesada *et al.*, 1994] e as denominadas *Sequências Ofiolíticas Internas da ZOM (SOI)* [Fonseca *et al.*, 2004; Pedro *et al.*, 2005]. Para além do COBA, existem, junto ao bordo da ZOM, dois domínios importantes relacionados geneticamente com os fenómenos de subducção e obdução que aí terão tido lugar: o *Complexo Ígneo de Beja (CIB)* e o *Domínio de Évora-Beja* (Pedro *et al.*, 2006). O CIB é constituído por diferentes maciços de rochas intrusivas, aos quais estão também associados episódios de atividade vulcânica (Fonseca, 1995; Pedro *et al.*, 2006). Este complexo ígneo ter-se-á instalado, durante o Carbónico inferior ao longo do

bordo SW da ZOM, como consequência da subducção da placa da Avalónia junto à Zona de Ossa-Morena. Os diferentes maciços de rochas intrusivas, encontram-se geneticamente relacionados com o referido processo (Fonseca, 1995; Pedro *et al.*, 2006).

O Domínio de Évora-Beja (DEB) é constituído por formações sedimentares, vulcano-sedimentares e por ortognaisses, do Proterozoico superior/Paleozoico inferior, que no seu conjunto definem uma sequência autóctone correlacionada com o autóctone de outros setores da ZOM (Pedro *et al.*, 2006). Geometricamente, acima destas sequências, ocorrem sequências paleozoicas alóctones sedimentares ou vulcano-sedimentares. A formação alóctone mais importante do DEB é o Complexo Filonítico de Moura (Araújo *et al.*, 2005; 2013), de grande extensão cartográfica, bastante deformada. É constituída por *vários mantos* que se sobrepõem tectonicamente à Sequência Autóctone (Pedro *et al.*, 2006).

O **Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches** (COBA), constitui uma estreita faixa de natureza anfibolítica-serpentinítica, apresentando cerca de 1500 m de espessura. Situa-se entre o bordo Sul da ZOM e o Terreno Sul Português, mais exatamente, o *Prisma Acrecionário do Pulo do Lobo*, também formado em ambiente marinho (Fonseca & Ribeiro, 1993; Fonseca, 1995; Pedro *et al.*, 2006). Mesmo tendo sofrido vários eventos tectonometamórficos durante a orogenia varisca, o COBA evidencia uma estruturação interna semelhante à litosfera oceânica (Fonseca, 1995; Pedro *et al.*, 2006), mas metamorfizada.

A estrutura do COBA, de acordo com dados geoquímicos que caracterizam as diferentes litologias, pode ser assim descrita (Fonseca, 1997), da base para o topo: litosfera mantélica constituída por serpentinitos e cumulos ultramáficos; crosta oceânica inferior formada por *flasergabros* (metagabros com estruturas de fluência) e plagioclasitos (rochas essencialmente constituídas por plagioclase); crosta oceânica superior constituída pelo complexo de filões cortados por filões (ou diques em diques), anfibolitos (s.l.), metabasaltos (localmente lavas em almofada) e metassedimentos (Fonseca, 1997).

Os dados da geoquímica permitiram concluir que os basaltos e os gabros do COBA teriam características intermédias entre os basaltos dos fundos oceânicos e os basaltos orogénicos, pelo que se considera que terão sido formados numa bacia oceânica marginal (Munhá *et al.*, 1986; Fonseca & Ribeiro, 1983; Pedro *et al.*, 2006). Como antiga crosta oceânica, durante a sua instalação em cima da crosta continental da ZOM, terá sofrido grandes transformações ao nível da sua constituição física e química, em que se integram modificações ao nível das estruturas, das litologias e da composição geoquímica.

O processo que é muito lento à escala humana, terá sido relativamente rápido para este tipo de processos. A crosta oceânica, que mais tarde veio a constituir o COBA, ter-se-á gerado entre os 380 e os 440 Ma (Silúrico-Devónico médio), ou seja, durante cerca de 60 Ma, tendo sido obdutada para NE no final do Devónico médio (Ribeiro *et al.*, 2010). O tempo de vida da bacia marginal deve ter sido de cerca de 30-50 Ma, muito menor do que a do Oceano *Rheic*. Estas idades revelam que o próprio alastramento da crosta oceânica (do COBA) pode ter facilitado a obducção. Os dados da geoquímica indiciam tratar-se de um tipo de

obdução a quente, ou seja, de uma crosta jovem, pouco densa, flutuante, resistente à subducção (Ribeiro *et al.*, 2010). Esta “rápida instalação” terá provocado grande deformação. Uma primeira fase de deformação, a quente, vergente para N-NE, foi identificada nas várias escalas, sendo observável nas unidades de base da sequência ofiolítica (Pedro *et al.*, 2013). Está diretamente relacionada com a obdução antitética sobre a margem da ZOM igualmente deformada pela mesma fase. Uma segunda fase de deformação, corresponde a um regime dúctil transpressivo esquerdo (direção WNW-ESE) que terá sido responsável pelo desmembramento e afastamento das estruturas originais, colocando, lado a lado, rochas com graus metamórficos muito diferentes. Uma terceira fase terá reativado as estruturas formadas, anteriormente, originando desligamentos esquerdos de direção WNW-ESE, cavalgantes para SW (Fonseca, 1995; Pedro *et al.*, 2006; 2013), modificando ainda mais a estruturação e as litologias iniciais que constituíam o ofiolito. Originalmente, o COBA seria constituído por peridotitos, gabros/doleritos e basaltos toleíticos (Quesada *et al.*, 1994; Pedro *et al.*, 2013).

As denominadas **Sequências Ofiolíticas Internas (SOI)**, situam-se no Domínio de Évora-Beja da ZOM, numa posição interna, relativamente ao COBA, sendo constituídas por rochas ultrabásicas e básicas também típicas da litosfera oceânica (Araújo *et al.*, 2005; Pedro *et al.*, 2006) mas, de igual modo, metamorfizadas. Encontram-se no interior do Complexo Filonítico de Moura, juntamente com outras rochas das formações locais que sofreram alguma movimentação -parautóctones-, e com rochas metamórficas de alta pressão-xistos azuis e eclogitos (Fonseca *et al.*, 2004). Assim, o Complexo Filonítico de Moura, em que se inserem as SOI, é considerado, de acordo com a diversidade e o significado das rochas imbricadas que possui no seu interior, como uma “mélange tectónica”, geneticamente relacionada com a mesma sutura varisca que o COBA, mas com características diferentes (Araújo *et al.*, 2005).

As SOI apresentam-se, em geral, desmembradas e incompletas, observando-se algumas unidades da mesma sequência, separadas por acidentes tectónicos (Pedro *et al.*, 2005). Contudo, e apesar de desmembradas, as SOI têm uma estruturação semelhante à típica dos ofiolitos, mas como acontece com o COBA, metamorfizadas. Incluem, da base para o topo: rochas ultramáficas, cumulos máficos, metagabros, *flasergabros* (metagabros com estruturas bandadas por efeito do cisalhamento tangencial associado ao processo de obdução), metagabros, intrusivamente cortados por diques, e metabasaltos. Também estas sequências se encontram metamorfizadas (entre as fácies dos xistos verdes e a anfibolítica) e incompletas, com diferenças significativas entre os diferentes setores geográficos em que foram encontradas e caracterizadas (Pedro *et al.*, 2013).

Os dados geoquímicos das SOI indicam uma natureza dos basaltos próxima dos MORB, favorecendo a ideia de que são provenientes de litosfera oceânica do *Rheic*, contrariamente ao COBA (Ribeiro *et al.*, 2010). A idade estimada para a formação das rochas ígneas (protólitos) das SOI é de cerca de 479 ± 5 Ma (Ordovício inferior) [Pedro *et al.*, 2010; Ribeiro *et al.*, 2010] ou seja, anterior à formação da crosta oceânica do COBA

(440-380 Ma; Mullane, 1998) como seria de esperar, tendo em conta que o início do fecho do *Rheic* terá, de acordo com este modelo cinemático (Ribeiro *et al.*, 2007; 2010) induzido a abertura do *Oceano Beja-Acebuches*.

A instalação, no caso das SOI, terá acontecido por volta dos 370 Ma em regime de alta pressão mas a baixa temperatura, contrariamente ao COBA que se terá instalado em regime de alta temperatura por volta dos 355-345 Ma (Jesus *et al.*, 2007; Ribeiro *et al.*, 2010).

A reconstituição paleogeográfica (fig. 52) defendida por Ribeiro *et al.* (2010) considera que ambas as cinturas de ofiolitos (COBA e SOI), preservadas no setor SW do orógeno varisco, foram instaladas por obdução antitética, respetivamente, em duas fases distintas, no sentido N-NE. Na primeira fase, terá ocorrido a obdução *a frio* das SOI (fig. 52 A), enquanto numa segunda fase terá ocorrido a obdução *a quente* do COBA (fig. 52 B). Esta terá provocado a deformação das SOI (Ribeiro *et al.*, 2010).

A natureza transpressiva esquerda da sutura varisca do SW da Ibéria (ZOM-TSP), sugere que a subducção e consequentes obduções tenham sido oblíquas, tendo as mesmas migrado de Norte para Sul ao longo do tempo, algumas dezenas de milhões de anos (Ribeiro *et al.*, 2010). Segundo estes autores, esta premissa justifica algumas evidências como o facto de as SOI se prolongarem mais para Norte que o COBA.

A migração da subducção de Norte para Sul esteve segundo Ribeiro *et al.* (2007) condicionada pelo movimento direito da Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (fig. 53). E, como consequência do regime transpressivo, a referida falha terá adquirido uma forma ligeiramente encurvada.

À medida que a curvatura de todo o território da Ibéria-Armórica foi aumentando, ou seja, que o Arco Ibero-Armoricano se foi acentuando, as zonas paleogeográficas, inicialmente lineares e ligeiramente oblíquas, tornaram-se paralelas, delineando a geometria das futuras zonas tectónicas (Ribeiro *et al.*, 2007).

Como referimos atrás, outros autores têm defendido alguns aspetos diferentes relativos aos modelos de evolução da Cadeia Varisca Ibérica e oceanos associados (*e.g.* Rosas *et al.*, 2008; Nance *et al.*, 2012; Weil

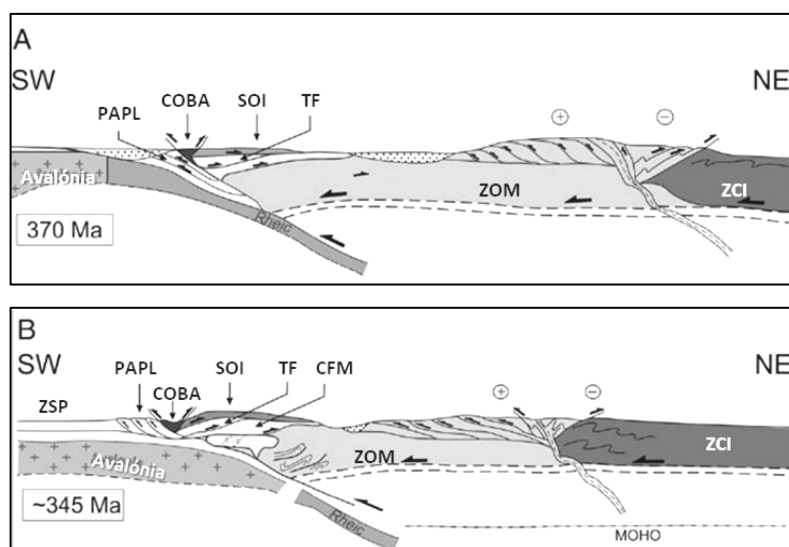


Fig. 52. Reconstruções paleogeográficas em corte do final da obdução das SOI (A) e do final da obdução do COBA (B) [Adaptado de Ribeiro *et al.*, 2010]. PAPL- Prisma Acrecionário do Pulo do Lobo, COBA- Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, SOI- Sequências Ofiolíticas Internas, TF- Terreno de Finisterra ou Zona NW da ZOM, CFM- Complexo Filonítico de Moura; ZOM- Zona de Ossa Morena, ZCI- Zona Centro Ibérica.

et al., 2013; Shelley & Bossière, 2002), no entanto, centrámos a nossa síntese predominantemente no modelo de Ribeiro *et al.* (2007; 2010) por permitir compreender um grande conjunto de pormenores do ciclo varisco que afetou o território português.

A Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (FPTFA), mais tarde, Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (ZCPTFA), teria sido, durante a abertura do *Rheic*, uma falha transformante, deslocando uma dorsal oceânica (Chaminé, 2000). À medida que o *Rheic* foi fechando, a mesma dorsal poderá ter sido subductada ou obdutada (nas SOI). Como a subducção foi oblíqua, a FPTFA, também subductada, passou a deslocar litosfera continental, adquirindo a designação de falha transcorrente. Situação semelhante terá acontecido com a Falha de Sto. André na zona oeste da Califórnia (EUA), como defendem Chaminé *et al.* (Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003a), invocando a reconstituição paleogeográfica daquela zona, citada em Moores e Twiss (1995).

No Devónico médio (≈390 Ma), a ZCPTFA terá funcionado como uma zona de desligamento direito, situação verificada em outras zonas do orógeno (*e.g.* Matte, 1986; Shelley & Bossière, 2000), gerando bacias internas de desligamento do tipo *fault wedge basin* e/ou *bacias de pull-apart* (Chaminé *et al.*, 2003a). Algumas destas pequenas bacias, semelhantes a estreitos sulcos, terão sido preenchidas por argilitos negros (Devónico médio a superior), mais

tarde ou simultaneamente metamorizados, sobre uma base litológica do Neoproterozoico (fig. 54).

A existência de calcários intercalados naqueles metassedimentos prova que a sedimentação terá acontecido em regime

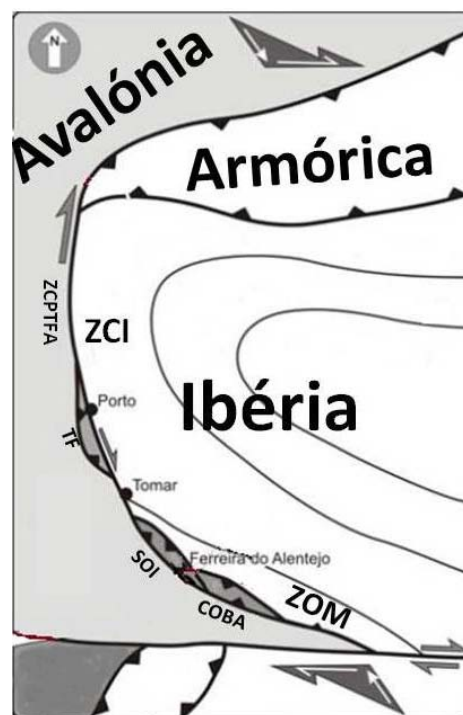


Fig. 53. Reconstrução paleogeográfica entre os 390 e os 370 Ma (Devónico inferior-Devónico médio). Fechos do *Rheic* e do *Paleotétis*, obduções, curvatura da ZCPTFA. SOI – Sequências ofiolíticas internas, COBA- Complexo ofiolítico de Beja-Acebuches, TF – Terreno Finisterra (NW da Zona de Ossa Morena) [Adaptado de Ribeiro *et al.*, 2007].

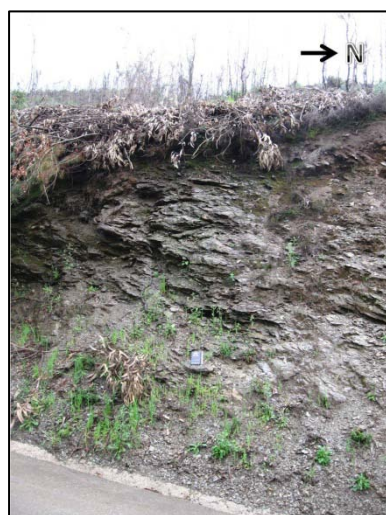


Fig. 54. Afloramento, perto de Albergaria-a-Velha, Xistos do Neoproterozoico, Carreamento de S. João de Ver, associado à movimentação da ZCPTFA.

marinho de baixa profundidade, indiciando a existência, ainda de uma bacia marinha a Oeste da ZCPTFA mas já com clara influência continental. Os estudos de palinostratigrafia e de petrologia orgânica dos argilitos negros do Devónico médio a superior vieram, também, a sugerir a existência de condições de paleoambiente marinho naquela zona. No Carbónico inferior, organismos vegetais de ambiente continental eram já bastante abundantes (Chaminé *et al.*, 2003a).

2.1.3.2. Obdução e colisão continental no Noroeste Transmontano (ZCI)

Entretanto, a Norte, no mesmo período de tempo (Devónico inferior-Devónico médio), entre os 370 e os 390 Ma, ocorria a obdução do Paleotétis (segundo Ribeiro *et al.*, 2007) e o consequente confronto da Armórica com a Ibéria, levando à instalação das unidades alóctones do NW da Ibéria sobre a Zona Centro Ibérica. O fecho do Rheic tinha tido início, antes, no limite Silúrico-Devónico (≈ 425 -410 Ma), o que viria a ter como consequência, a *colisão* entre a Avalónia e a Armórica (*e.g.* Matte, 2001; Ribeiro *et al.*, 2007). Por essa altura tinha também começado a fechar o Paleotétis por subducção da sua litosfera junto à Armórica (fig. 55).

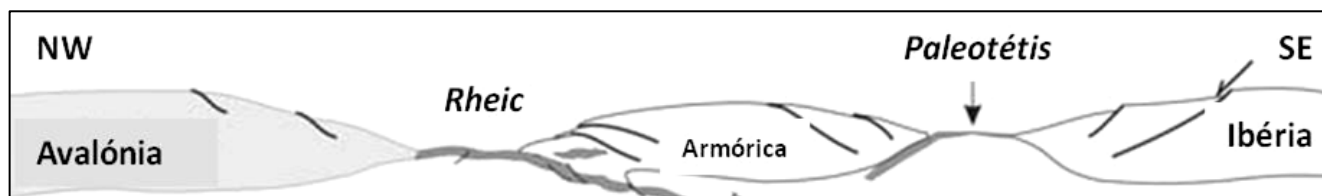


Fig. 55. Reconstrução paleogeográfica do NW Ibérico antes do fecho dos oceanos Rheic e Paleotétis (limite Silúrico-Devónico) [Adaptado de Ribeiro *et al.*, 2007].

Os sedimentos autóctones do *Super Grupo Dúrico-Beirão* terão sido os primeiros a deformar e a metamorfizar, por serem depósitos de margem continental e por terem atingido grande espessura. Com efeito, assim que o oceano começou a fechar, ter-se-ão formado as espessas sequências de xistos e metagrauwaques do Câmbrio, para além dos típicos metaquartzitos da base do Ordovícico, cujos protólitos se depositaram em zonas menos profundas (*e.g.* Dias *et al.*, 2013). Estas formações são consideradas como fazendo parte do autóctone (fig. 56) relativamente aos *mantos de carreamento* que a elas se sobrepuseram, em virtude do fecho do *Paleotétis* (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2007) ou do *Rheic* (*e.g.* Shelley & Bossière, 2002) e da consequente falta de espaço, e que constituem formações litológicas muito distintas separadas por superfícies de carreamento.

Os chamados domínios parautoctones (fig. 56) sofreram um deslocamento de menor distância relativamente aos alóctones, apresentando formações com litologias e respetiva estratigrafia, na sua essência, equivalentes às do autóctone da ZCI (Rodrigues *et al.*, 2005; Ribeiro *et al.*, 2013; Rodrigues *et al.*, 2013).

Os conjuntos carreados e unanimemente aceites, descritos da base para o topo, são os seguintes (*e.g.* Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2000; Pereira *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2001; Rodrigues *et al.*, 2013): Complexo de Mantos Parautoctones (CMP), Complexo Alóctone Inferior (CAI), Complexo Ofiolítico (CO) e Complexo Alóctone Superior (CAS).

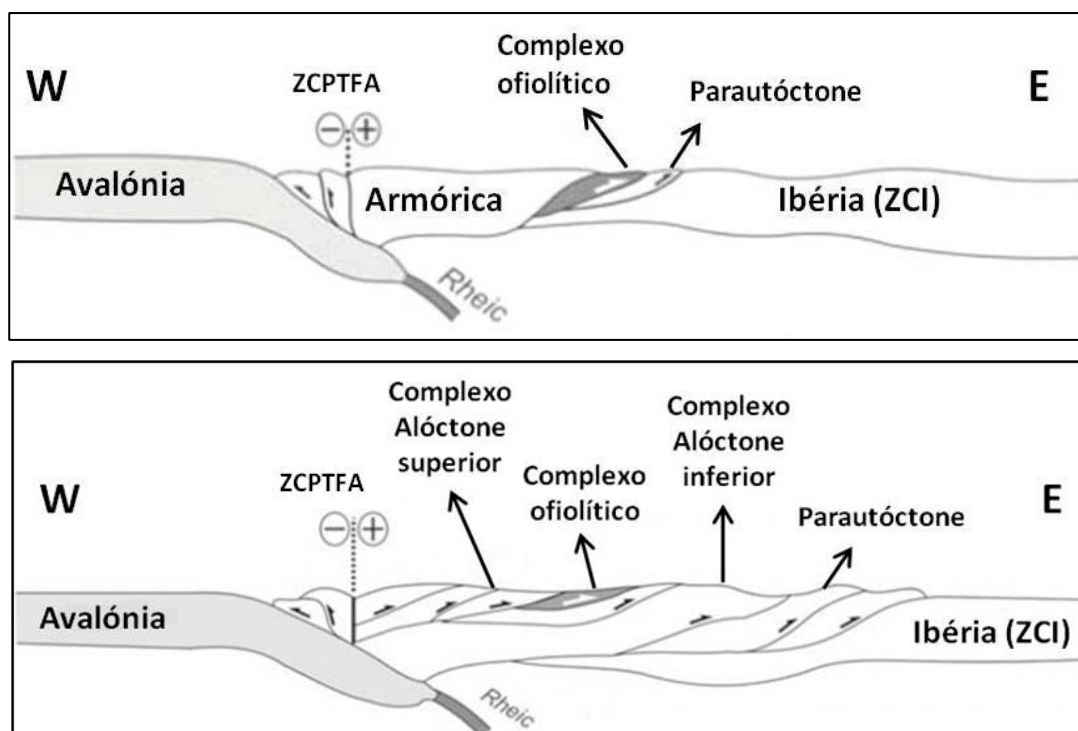


Fig. 56. Reconstrução paleogeográfica da obdução no NW Ibérico, por fecho do Paleotetis desde o Devónico inferior-Devónico médio (figura de cima), até ao limite Devónico-Carbónico (figura de baixo) [Adaptado de Ribeiro *et al.*, 2007]. Os sinais – e + dentro de um círculo indicam uma falha de desligamento em que um bloco está a ser empurrado para lá (-) e o outro (+) no sentido de quem está a ler este texto. Trata-se da movimentação direita na ZCPTFA.

A interpretação destes conjuntos permitiu a reconstituição paleogeográfica da totalidade do ciclo varisco para o NW ibérico. São quatro os maciços alóctones do NW ibérico: os de Cabo Ortegal e Ordenes na Galiza (Espanha) e os de Bragança e Morais em Portugal (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 1990a). Este último, o de Morais (*e.g.* Pereira *et al.*, 2001, 2006) é, segundo Ribeiro *et al.* (2013), aquele que contém o complexo ofiolítico melhor exposto, preservando uma sequência completa de crosta oceânica, mas incluindo manto infracrustal, repartida por duas unidades que se encontram separadas por um carreamento, o carreamento de Limãos (Ribeiro *et al.*, 2013).

O Maciço de Morais, é constituído por quatro sucessões litostratigráficas, que se sobrepõem ao Parautóctone (Rodrigues *et al.*, 2013) tendo origens distintas e, que se foram justapondo ao longo do tempo (fig. 57): o Complexo Alóctone Inferior (CAI), o Complexo Ofiolítico (CO) e o Complexo Alóctone Superior (CAS).

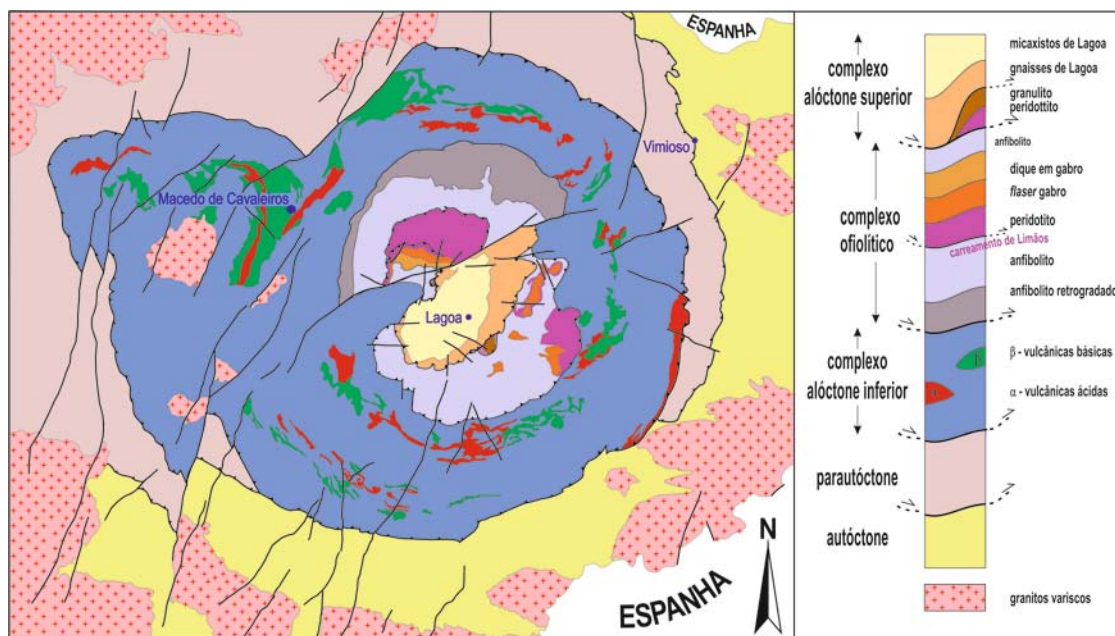


Fig. 57. Zonamento do Maciço de Morais e coluna estratigráfica interpretativa (adaptado de Pereira *et al.*, 2000; 2001; 2006 e simplificados como material de apoio ao Mestrado de Ciências da Terra e da Atmosfera da Universidade de Évora).

O CAI sobrepõe-se ao Complexo Parautóctone através de um carreamento de base, apresentando, na sua constituição, depósitos vulcano-sedimentares, ou seja, depósitos formados por abundantes materiais vulcânicos de natureza variada em estreita associação com sedimentos marinhos. O metamorfismo varisco associado à implantação dos mantos levou a que esta sequência seja, agora, composta por metavulcanitos e metassedimentos, como por exemplo, xistos borra de vinho, xistos cloríticos, e xistos de grão mais grosseiro com inclusões de materiais vulcânicos (Ribeiro *et al.*, 2006; 2013). Estes materiais vulcânicos indiciam a ocorrência de um magmatismo bimodal, primeiro de natureza ácida, tornando-se sucessivamente mais alcalino para o topo da sequência, típico de processos de extensão (*rifting*) intracontinental, como já referimos anteriormente. Assim, a uma fase de margem continental passiva, em extensão, ter-se-á sucedido a rutura continental e o alastramento oceânico (Ribeiro, 1986; Ribeiro *et al.*, 2006; 2013). Após esta fase de oceanização, quando o oceano fechou, esses materiais (do CAI) foram primeiro carreados sobre a ZCI, constituindo o primeiro manto de carreamento alóctone. A este ter-se-ão sucedido os carreamentos do Complexo Ofiolítico (Ribeiro *et al.*, 1990a; 2013).

Como referido anteriormente, o Complexo Ofiolítico exposto no Maciço de Morais, “[...] preserva uma sequência completa de crosta oceânica” (Ribeiro *et al.*, 2013). Esta encontra-se repartida por duas unidades que contactam pelo carreamento de Limãos (fig. 57): a Unidade de Morais-Talhinhas, referida também como unidade superior e a Unidade de Izeda-Remondes, também referida como unidade inferior (*ibidem*). Na unidade superior é possível a reconstituição do perfil completo da crosta oceânica, embora dominem os termos gabroicos e máficos, enquanto na unidade inferior se encontrem melhor representados os anfibolitos (que representam os antigos basaltos oceânicos) e também os peridotitos (Ribeiro *et al.*, 2013).

Na unidade inferior (Unidade de Izeda-Remondes; Ribeiro *et al.*, 1990a; 2013), os anfibolitos terão sido sujeitos a metamorfismo retrógrado para xistos verdes próximo do carreamento de base durante os processos de erosão e reajustamento isostático (Ribeiro *et al.*, 2006, 2013; Pereira *et al.*, 1998, 2000). Segundo Ribeiro *et al.* (2006, 2013), por se tratar de uma *repetição tectónica* da sequência ofiolítica, os termos petrográficos das duas unidades são, na sua essência, muito semelhantes. Com efeito, identificam-se nas duas unidades, da base para o topo (*e.g.* Pereira *et al.*, 2000): peridotitos serpentinizados (fig. 58), essencialmente dunitos e harzburgitos; metagabros melanocráticos, *flasergabros*, complexo de diques (de basalto) em gabro (fig. 59 A) e de dique em dique (basalto em basalto), anfibolitos (fig. 59 B) derivados de metabasaltos e anfibolitos retrometamorfizados para xistos verdes (fig. 59 C) finalizando com metassedimentos escassos com níveis de sulfuretos polimetálicos (Ribeiro *et al.*, 2013).

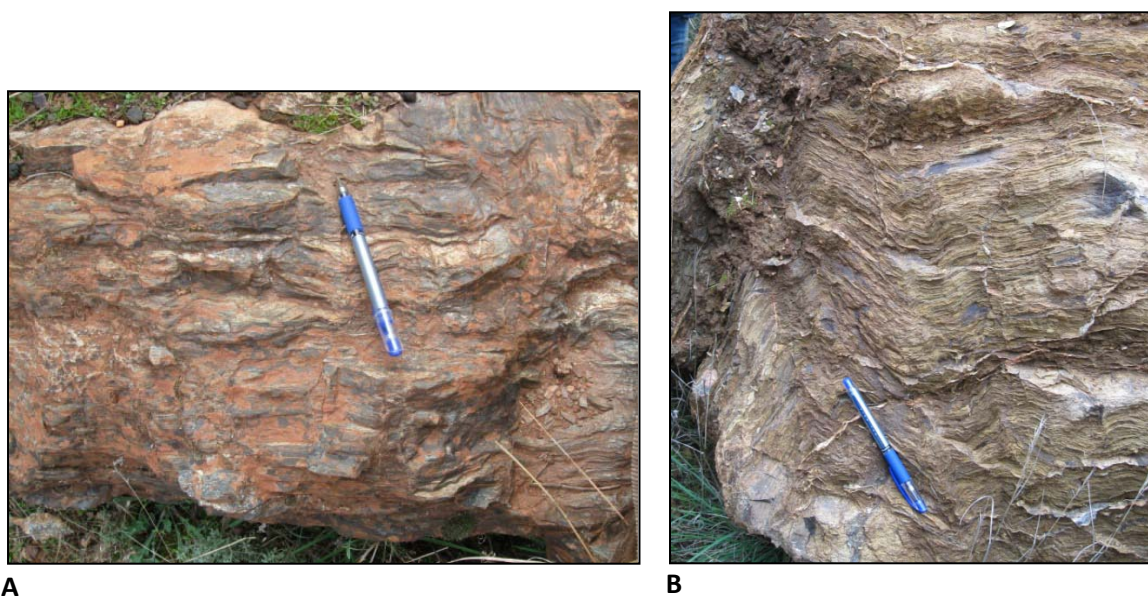


Fig. 58. Complexo Ofiolítico de Morais (“manto infracrustal”).

- A- Peridotito serpentizado em algumas zonas (zonas escuras - peridotito, zonas mais claras-serpentinito).
- B- Peridotito serpentizado bastante deformado.



Fig. 59. Complexo Ofiolítico de Morais (A e B estão junto à zona do carregamento sobre o CAI, unidade inferior; enquanto C, Diques em gabro, pertence à unidade superior).

A- Xisto verde da unidade inferior; B- Anfibolito (escuro, em cima) e xisto verde (em baixo); C- *Flasergabbro* do lado direito e filão de anfibolito (metabasalto) do lado esquerdo.

O CAS caracteriza-se por ser um terreno exótico continental, proveniente do continente situado na margem oposta do oceano *Paleotetis* (e.g. Ribeiro *et al.*, 1990a) ou do oceano *Rheic* (e.g. Shelley & Bossière, 2000; Ribeiro *et al.*, 2013) consoante os autores, enquanto o CAI representa a margem estirada do Terreno Autóctone Ibérico (Ribeiro *et al.*, 1990a; 2013) que fazia parte do bordo norte da bacia da Gondwana. O CAS será parte do continente que foi carregado para cima da, entretanto carregada, litosfera oceânica que, por sua vez, tinha sido carregada sobre a parte da Ibéria correspondente ao Terreno Autóctone Ibérico. Este deslocamento provavelmente de muitas dezenas de quilómetros (cerca de 200 km segundo Ribeiro, 2013a) terá sido feito, relembramos, durante a segunda parte do ciclo varisco.

No Maciço de Morais, o CAS materializa uma sequência de crosta continental superior e média, em que se destacam as unidades de Micaxistos e de Ortognaisses Ocelados de Lagoa (fig. 60). Estes últimos parecem representar material granítico continental, de intraplaca ou anorogénico (Ribeiro *et al.*, 2013), que terá sofrido intensa deformação devido ao transporte associado ao processo de obdução. A cinemática deste transporte é revelada pela forma sigmoide (fig. 60) que os cristais de feldspato terão adquirido a partir da forma prismática inicial.

Os Ortognaisses de Lagoa (fig. 60) assentam em granulitos que seriam a base da crosta continental do continente carregado (Ribeiro *et al.*, 2013). Separa-os também um carregamento, o carregamento do Azibo (Ribeiro *et al.*, 1990a). Por baixo dos granulitos, encontram-se os peridotitos da litosfera continental mantélica, que ainda fazem parte do CAS (e.g. Pereira *et al.*, 2001).

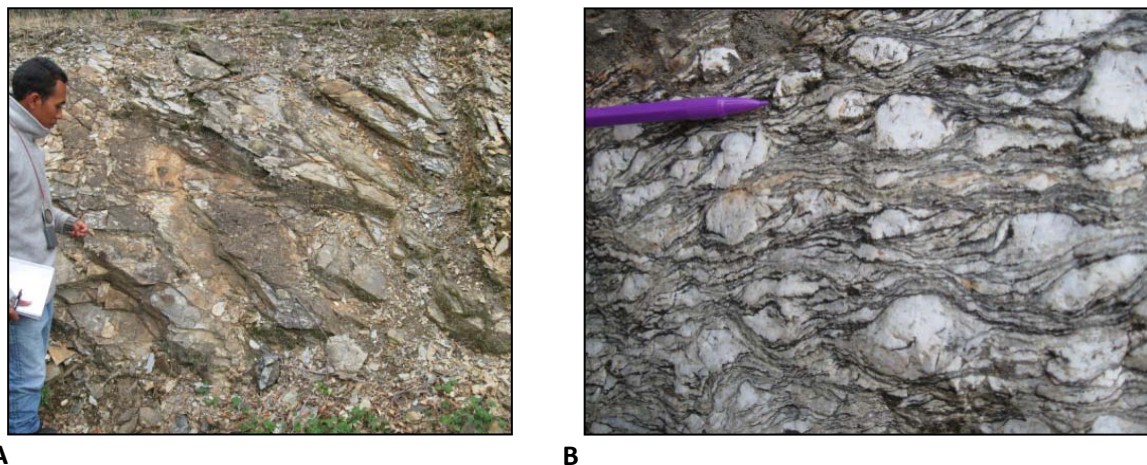


Fig. 60. Afloramentos do Complexo Alóctone Superior- Maciço de Morais.
A- Micaxistos de Lagoa. B- Ocelos sigmoidais de feldspato no Ortognaisse.

Finaliza-se este assunto com a reprodução da paisagem observada a partir do vale do Rio Sabor, a sul da povoação de Morais que, como refere Dias (2007, p. 16), evidencia a sobreposição dos mantos de carreamentos provenientes de diferentes locais e origens (fig. 61).

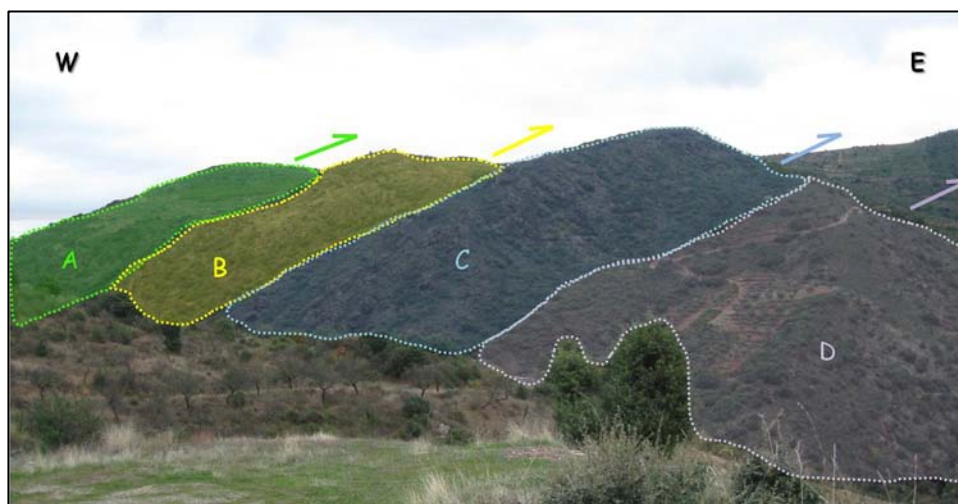


Fig. 61. Vista do Vale do Rio Sabor e interpretação da paisagem sobre a sobreposição dos diversos terrenos que terão sofrido carreamento sobre a crosta continental da Ibéria (ZCI). A e B pertencem ao mesmo terreno.

- A- Crosta superior do terreno continental alóctone.
- B- Crosta inferior do terreno continental alóctone.
- C- Manto infracontinental (peridotito).
- D- Crosta oceânica (ofiolito).

E, assim, chegamos ao início do Carbónico com o fecho dos oceanos a Norte em fase final, ou seja, as litosferas oceânicas subductadas ou obductadas, restando as margens continentais.

Os estádios finais da evolução do orógeno varisco diferenciam-se dos anteriores por vários aspetos (Ribeiro, 2013a). O espessamento da cadeia de montanhas, com consequente soerguimento (levantamento),

terá permitido a intensificação dos processos externos. Enquanto nas fases anteriores, o regime sedimentar era predominantemente marinho e de margem continental, nos estádios finais evoluiu para molasso depositado em bacias intramontanhas (e.g. Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro, 2013a).

Estes depósitos de molasso encontram-se frequentemente deformados (os do Westefaliano; Ribeiro *et al.*, 1979) tendo sido afetados pelos últimos estádios da orogenia varisca (fig. 62).

Os depósitos do Carbónico (fig. 62 e 63) em Portugal predominam no interior do país, em bacias intramontanhas (e.g. Faixa Dúrico-Beirã,

Buçaco e Santa Susana; Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro, 2013a), como é o caso do sulco carbonífero do Douro, importante pela qualidade do seu conteúdo em antracites, “[...] as mais evoluídas em termos de incarbonização conhecidas no continente Norte-Atlântico” (Lemos de Sousa *et al.*, 2010).

A deformação varisca terá sido acompanhada por metamorfismo regional e metamorfismo sinorogénicos (Ribeiro, 2013a). O metamorfismo de alta pressão esteve associado aos Complexos e Terrenos Alóctones devido aos processos de subducção e obdução que terão ocorrido nas fronteiras convergentes de placas (e.g. Shelley & Bossière, 2000), enquanto no Terreno Ibérico, a deformação intraplaca terá provocado metamorfismo de pressão mais baixa ou mesmo intermédia.

Por sua vez, o orógeno varisco, terá ficado sujeito a um processo de aquecimento que terá sido responsável pela produção abundante de magmas sinorogénicos (Ribeiro, 2013a) de composição sobretudo granitoide e de idade situada entre os 320-310 Ma. Estudos estruturais revelaram que o plutonismo granítico associado à orogenia varisca só terá ocorrido nos seus estádios mais tardios (Azevedo & Aguado, 2013).



Fig. 62. Conglomerado (Carbónico) molássico apresentando clastos de diversas origens. Observa-se alguma deformação da matriz bem como dos clastos (orientação preferencial e fraturação) revelando que a diagénese terá sido sinorogénica.

Eonotema /Eon	Eratema /Era	Sistema /Período	Idade numérica (Ma)
Fanerozoico	Paleozoico	Pérmico	253
		Carbónico	300
			360

Fig. 63. Tabela cronostratigráfica do final do Paleozoico, simplificada e adaptada de ICS (2012) e Silva (2011a). A fase final do fecho de oceanos do ciclo de Wilson, e o final da orogenia varisca decorreram do Carbónico ao Pérmico.

Entretanto, no início do Carbónico, a Sul, a litosfera oceânica do *Rheic* encontrava-se já subductada mas o processo de acreção não estava terminado. Iria ainda decorrer a subducção continental da Avalónia (Ribeiro *et al.*, 2007).

2.1.3.3. Subducção continental no Sudoeste e colisão generalizada

A subducção continuada da litosfera oceânica do *Rheic*, junto à margem da Zona de Ossa Morena, tinha conduzido à obdução de um pequeno mar interior, o *Beja-Acebuches* (≈ 345 Ma) e também de algumas *escamas litosféricas* do próprio *Rheic* (≈ 370 Ma), materializados em ofiolitos (COBA e SOI, respetivamente) [vide fig. 64].

A sedimentação marinha, que formou primeiro, o Prisma Acrecionário do Pulo do Lobo (PAPL) [Fonseca, 1995; Ribeiro *et al.*, 2007] e, mais tarde, já no Carbónico, outras formações como o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (*e.g.* Oliveira, 1983; Oliveira *et al.*, 2013) terá permanecido, mesmo passando a fazer-se, a partir de dada altura, sobre a litosfera continental da Avalónia (fig. 64). Esses sedimentos, que foram sendo, progressivamente deformados no sentido SW, isto é, em sentido contrário ao da subducção (tendo em conta o modelo expresso na fig. 64) seriam provenientes da erosão da parte interna do orógeno, já formada (Oliveira *et al.*, 2013). A erosão afetava e produzia sedimentos não só a partir da ZOM e da ZCI, mas também do PAPL, do COBA, e das formações que a seguir foram sendo originadas no sentido SW, sempre com a contribuição dos materiais provenientes das formações mais internas. Para além das já mencionadas, a sedimentação foi decorrendo com materiais provenientes também do Complexo Vulcano-Sedimentar. O Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e o setor SW são as últimas formações, no Terreno Sul Português, no sentido SW, hoje conhecidas, que contêm materiais provenientes da erosão das formações a montante, ou seja, situadas a N-NE (Oliveira, 1983; Oliveira *et al.*, 2006, Oliveira *et al.*, 2013).

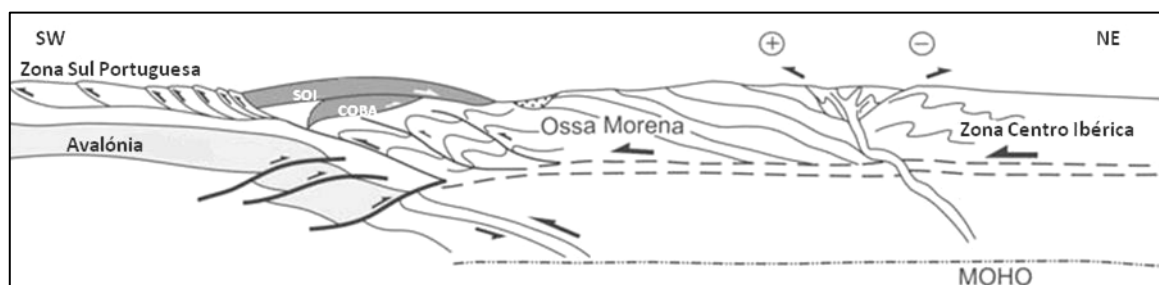


Fig. 64. Reconstrução paleogeográfica da formação e deformação da ZSP por volta dos 300 Ma em que já ocorria a subducção continental da Avalónia [Adaptado de Ribeiro *et al.* (2007)]. SOI- Sequências ofiolíticas internas, COBA- Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches.

Esta deformação progressiva que se desenvolveu, acima de um descolamento basal (Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro & Silva, 1983; Simancas *et al.*, 2003), revela-se no conjunto de estruturas espetaculares, imbricadas para SW que se pode hoje contemplar na Costa Sudoeste do país- Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina [Oliveira *et al.*, 2013; Dias & Basile, 2013] (fig. 65).

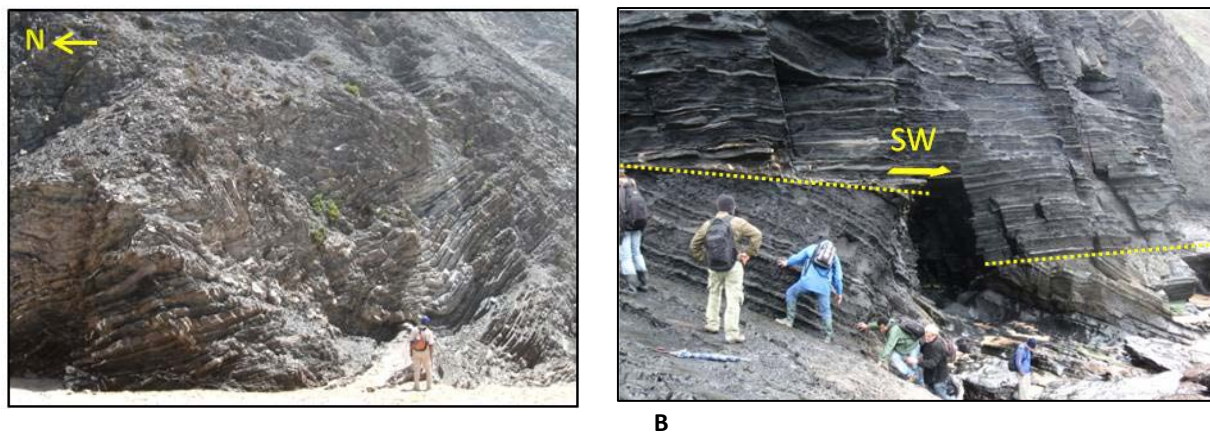


Fig. 65. Estruturas imbricadas para Sudoeste, deformando sequências sedimentares pelíticas e grauvacoides, afetadas por metamorfismo de muito baixo grau.

A- Dobras com vergência para SW (Castelejo).

B- Superfície do carreamento de Mouranitos (Dias & Basile, 2013) com sentido de transporte para SW (Castelejo).

Entre o início da subducção e o final da deposição e deformação dos sedimentos do Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo (a unidade mais recente do TSP), na Costa Vicentina, terão decorrido cerca de 100-120 Ma (Ribeiro *et al.*, 2007; Oliveira *et al.*, 2013); terá sido este o tempo necessário para que terminasse a acreção da Avalónia ao Terreno Ibérico, pois a litosfera do *Rheic* já tinha sido subductada (*vide* fig. 50, 52 e 64).

Todos os processos referidos, de sedimentação, deformação e algum metamorfismo (de baixo grau nas zonas mais internas da ZSP e quase inexistente nas zonas mais externas) que foram praticamente simultâneos, formaram a zona externa da ZSP. Os mesmos processos terão decorrido e acrescentado relevo sobre outra placa, que não a Ibérica/Gondwânica, a partir de materiais provenientes essencialmente da ZOM, mas também de outros atrás mencionados bem como de outros (do setor SW) provenientes da zona emersa continental da placa em subducção, a Avalónia (Oliveira *et al.*, 2013). Voltaremos a este assunto no cap. IV.

A continuação da compressão, mais exatamente, da transpressão direita entre os blocos continentais, da Avalónia (que já integrava a Laurásia) e da Ibéria (zona norte da Gondwana), levou, por um lado, à formação do supercontinente Pangea (*e.g.* Dias & Ribeiro, 1995; Shelley & Boussière, 2002) e, por outro, à propagação da deformação ao interior da placa. A Norte e a Sul, a Ibéria (Ribeiro, 2013a) foi afetada por desligamentos direitos E-W (Falha Norte Pirenaica e Falha Açores-Gibraltar, Ribeiro, 2002; ou localizados nos substratos da Cadeia Cantábrica e da Cadeia Bética; Ribeiro, 2013a), enquanto no interior da Península se formaram desligamentos predominantemente NNE-SSW esquerdos, nomeadamente os: da Vilarica, de S.

Teotónio-Messejana-Ávila e de Régua-Chaves-Verin (fig. 66). Neste grupo são também incluídos alguns *corredores de cisalhamento* descritos no Sudoeste Alentejano (Dias & Basile, 2013). Uma interpretação à escala de todo o orógeno varisco e à escala da Península Ibérica, faz depender estes desligamentos da movimentação dos dois primeiros situados a Norte e a Sul (fig. 66), de acordo com o modelo do tipo dominó ou *bookshelf* (Ribeiro, 2002; Price & Cosgrove, 2005; Fossen, 2010).

No entanto, este modelo não é consensual sendo que alguns autores defendem ter sido a movimentação das falhas no interior da Península, no final da orogenia varisca, direita em vez de esquerda. Os autores (e.g. Marques *et al.*, 2002; Mateus & Noronha, 2010) defendem que as evidências atuais terão resultado da movimentação alpina posterior que terá sido esquerda, após uma movimentação direita no final do ciclo varisco. Dias *et al.* (2013) argumentam, no entanto, que existem várias dificuldades que podem conduzir a diferentes interpretações por várias razões, como por exemplo, *i)* as fraturas tardivariscas serem o resultado da reativação frágil de estruturas formadas anteriormente em regime dúctil; *ii)* muitas dessas fraturas terem resultado de vários impulsos em regime frágil associadas quer à deformação tardivarisca quer à alpina; *iii)* a não existência de formações de idade pérmica e/ou mesozoica, dificultando a distinção entre estruturas tardivariscas e alpinas.

A deformação tardivarisca terá decorrido entre o Carbónico superior e o Pérmico (310-270 Ma para Arthaud & Matte, 1975; 312-270 Ma para Mateus & Noronha, 2010).

No final da orogenia, o magmatismo terá diminuído de intensidade. Ao magmatismo sinorogénico, ocorrido entre os 310-320 Ma, sucedeu o magmatismo tardio, posterior à última fase de deformação varisca. Os granitoides desta fase tardia constituem frequentemente maciços zonados, envolvidos por auréolas de metamorfismo de contacto (Azevedo & Aguado, 2013).

A fusão parcial da crosta origina magmas que, por serem menos densos que a rocha encaixante, ascendem formando estruturas em forma de cogumelo- diapiros. Estes instalam-se em zonas de fraqueza, zonas de fratura profundas como as falhas de desligamento formadas no final da orogenia varisca. São disso

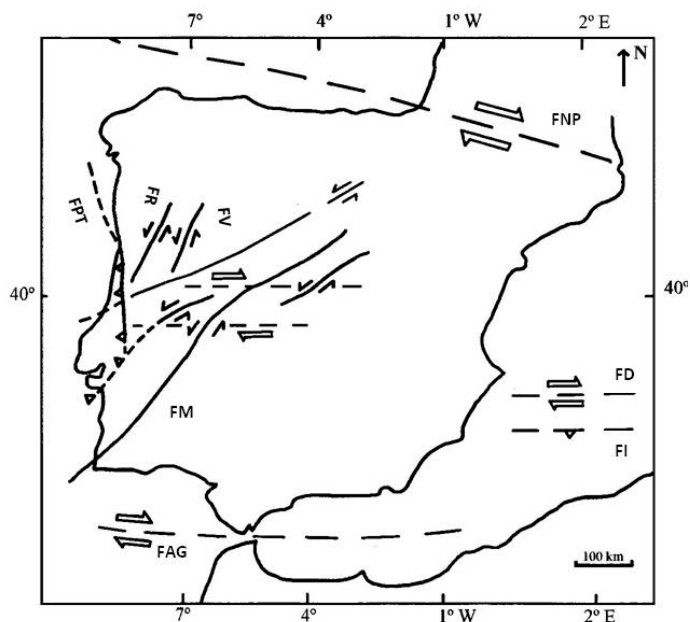


Fig. 66. Falhas tardivariscas principais: FR- Falha Penacova-Régua-Verin, FV- Falha de Manteigas-Vilarça-Bragança, FM- Falha de S. Teotónio-Messejana-Ávila) e grandes desligamentos direitos; FNP- Falha Norte-Pirenaica e FAG- Falha Açores-Gibraltar. FD- Falhas de desligamento, FI- Falhas inversas. FPT- Falha Porto-Tomar (adaptado de Ribeiro, 2002).

exemplo, os granitos do Gerês, de Chaves e de Vila Pouca de Aguiar (no Norte do país), todos geneticamente relacionados com falhas tardivariscas e de idade pérmica (*e.g.* Martins *et al.*, 2007).

2.2. O ciclo Alpino

No final do Pérmico estava formada a Pangea à custa da acreção dos dois continentes principais Laurásia (ou Laurussia) e Gondwana (fig. 67), suturados durante a orogenia varisca (*e.g.* Nance *et al.*, 2012). Está nela integrado o território continental que hoje é português e, formados, acrecionados e deformados os terrenos paleozoicos.

A Pangea seria, assim, um supercontinente rodeado por um oceano enorme, a Pantalassa, e por um oceano mais pequeno, a oriente, que foi designado por Mar (ou Oceano) de Tétis (fig. 67). O nome Pangea designa “todos os continentes”, no entanto, para outros autores (*e.g.* Scotese, 2010), nem todos os continentes

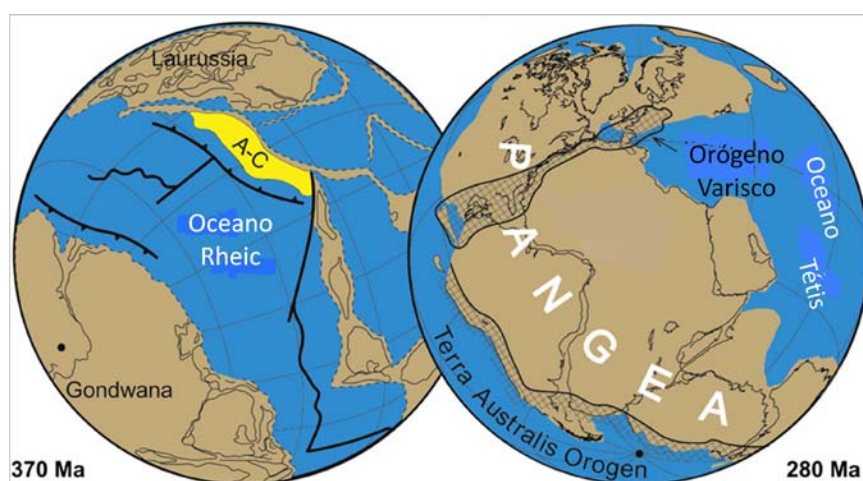


Fig. 67. Reconstituição paleogeográfica entre o Devónico superior e o Pérmico, evolução do Rheic e acreção da Pangea (adaptado de Nance *et al.*, 2012). A-Avalónia, C-Carolína.

estariam reunidos no final do Paleozoico, restando alguns a Este da Pangea, na outra margem do ainda existente Paleotetis. Estes continentes que viriam a fazer parte da Ásia atual, mover-se-iam em direção à Eurásia com a qual viriam a colidir no Triásico superior (fig. 68).

Provavelmente a acreção dos continentes não foi feita em simultâneo, e enquanto numa região estaria a decorrer ainda a acreção, noutras regiões, o supercontinente estaria já a fragmentar-se, e a iniciar-se novo ciclo. Mesmo num pequeno bloco litosférico como a Ibéria, a transição do ciclo varisco para o alpino pode, segundo Ribeiro (2013b), não ter sido feita de igual modo nas zonas Oeste e Este da Península.

Os processos iniciados no Pérmico, de reajuste isostático, extensão crustal e erosão, terão levado a que a litosfera restabelecesse a sua espessura inicial. Uma possível relação entre o colapso orogénico que poderá ter acontecido no final da orogenia varisca, e a extensão que terá originado a abertura do Atlântico pode, segundo Ribeiro (2013b), não se comprovar.

Tal como tinha acontecido aquando da fragmentação da Gondwana, a litosfera do grande oceano, desta vez, chamado Pantalassa, terá começado a entrar em subducção, logo no início do Mesozoico ou ainda

no Pérmico, há pelo menos cerca de 250 Ma (Scotese, 2010). Esse oceano ainda não fechou e, chama-se hoje Pacífico, nome que segundo consta, foi dado pelo navegador português Fernão de Magalhães (Cadilhe, 2008).

Terão sido as subducções à volta do supercontinente, as responsáveis pela sua fragmentação? Ou terá tido também um papel importante, a fraturação ativa, iniciada antes da típica passiva? O que parece certo, é que também o Tétis terá entrado em subducção (fig. 68), o que terá permitido a abertura do Atlântico, iniciada a Sul, e só mais tarde propagada para Norte. O fecho do Tétis, terá conduzido à formação de relevos com uma orientação aproximada de E-W desde as cadeias Béticas na zona sudoeste de Espanha, passando pelos Alpes até aos Himalaias. O Mar Mediterrâneo marca hoje o lugar dessa complexa evolução geodinâmica associada ao fecho do Tétis (Moores & Twiss, 1995; Terrinha *et al.*, 2005; Ribeiro, 2013b).

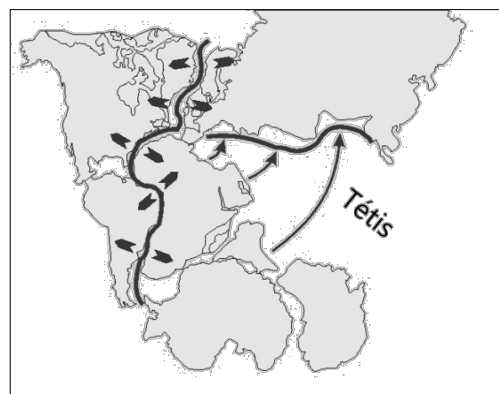


Fig. 68. Início da fraturação da Pangea e da abertura do Atlântico com simultâneo fecho do Tétis.

Num planeta que é esférico, que não se encontra em expansão ou em contração e formado essencialmente por material no estado sólido, a abertura de novos oceanos só é possível se, em simultâneo, fecharem outros, de modo que o planeta mantenha uma área superficial constante e, consequentemente, um volume também constante.

A extensão generalizada que se verificou durante o Mesozoico, e que levou à formação dos Oceanos Alpinos (Atlântico, Índico e Antártico), ainda não terminada (o Atlântico continua a expandir-se), foi ocorrendo enquanto decorriam processos compressivos ao longo do que foi o Tétis, onde se incluía a Península Ibérica.

2.2.1. A extensão mesozoica

A fraturação da Pangea ficou inscrita no território português, quer pelas falhas formadas ou reativadas, quer pela sucessão de sedimentos que foram preenchendo, desde o Triásico (médio-superior) até ao Cretácico (inferior-superior), as bacias a Ocidente (fig. 41) e a Algarvia a Sul (Kullberg *et al.* 2006a; Terrinha *et al.*, 2006), e, ainda, pelos *episódios magmáticos* que decorreram nos períodos de tempo entre os 200-180 Ma (ou ≈ 198 Ma para Alves *et al.*, 2010) e entre os 165-130/133 Ma (Martins em Kullberg *et al.*, 2006a; Alves *et al.*, 2010).

Quanto à reativação das falhas, é de realçar que, uma vez formadas, e não *apagadas* em eventos posteriores de magmatismo e/ou metamorfismo, constituem zonas de fraqueza (Ribeiro *et al.*, 1996b). Menos energia é necessária para reativar uma falha do que para formar uma nova “ [...] quando as estruturas herdadas estão favoravelmente orientadas relativamente ao novo campo de tensões” (Ribeiro, 2002). E, apesar de as muitas zonas de cisalhamento terem sido apagadas no Carbónico superior, outras novas surgiram, tardiamente na orogenia varisca (durante a denominada *deformação tardi-varisca*), tendo sido reativadas posteriormente. Quando se iniciou a extensão no Triásico, elas comportaram-se essencialmente como falhas normais (fig. 69), compartimentando de forma progressiva, diversas bacias (fig. 41 e 69), entre as quais, a que viria a ser a maior bacia emersa a Oeste do território português, a Bacia Lusitânica (=Lusitaniana).

Os diversos compartimentos da Bacia Lusitânica, *horsts* e *grabens* (fig. 69), formados no substrato paleozoico, alargados ao longo da extensão mesozoica, permitiram a deposição de uma espessura considerável de sedimentos e, em simultâneo, contribuíram para as grandes variações laterais em termos litológicos e, ainda para a manifestação de fenómenos de diapirismo que tiveram lugar nas diversas zonas da bacia (*e.g.* Rio Maior, Pinhal Novo, Sesimbra). É de destacar que o único *horst* do soco paleozoico emerso, a Oeste da Bacia, hoje visível e que não se encontra atualmente coberto por qualquer tipo de sedimento, é o das ilhas do arquipélago das Berlengas (Ribeiro *et al.*, 1996b).

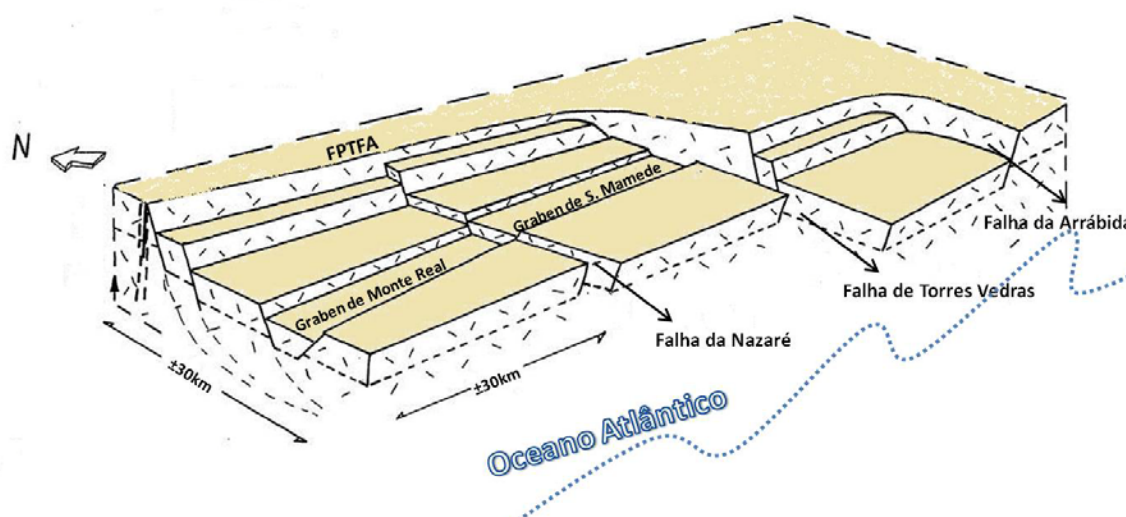


Fig. 69. Modelo tridimensional do substrato paleozoico da Bacia Lusitânica, deformado pelas falhas normais (E-W) formadas (ou reativadas) durante a extensão mesozoica, e pela reativação das falhas de direção NE-SW (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1996b; Kullberg *et al.*, 2006a). FPTFA- Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo.

Para além da Bacia Lusitânica, a Bacia Algarvia que, se encontra também emersa, terá, de forma similar, sofrido compartimentação a partir do Jurássico inferior (Terrinha *et al.*, 2006), sendo recetáculo de uma grande espessura de sedimentos, apesar de mais reduzida. Esta bacia, que vai do Cabo de São Vicente

até ao rio Guadiana, estendendo-se para o interior entre 3 a 25 km, contém atualmente, como a Bacia Lusitânica, rochas sedimentares de idades meso e cenozoica (Terrinha *et al.*, 2013).

Durante os períodos Triásico e Jurássico, a Ibéria manter-se-ia ligada, por litosfera continental, ao que viria a ser o continente Norte-Americano, apesar de as águas marinhas terem, progressivamente, inundado as bacias que se iam formando devido à fraturação continental. Apenas no Cretácico, como se verá no próximo item, teria tido início a oceanização associada ao Atlântico Norte.

2.2.1.1. O início da fraturação da Pangea no território português

Não será assim, por acaso que as formações principais de idade Triásica (fig. 70), em Portugal, se distribuem hoje, principalmente ao longo das Bacias Lusitânica e Algarvia. Destaca-se o Triásico da Bacia do Alentejo (fig. 41), de que é exemplo emerso, a formação da Ponta Ruiva (Dias & Ribeiro, 2002).

Estas bacias são essencialmente sub-paralelas às falhas que terão permitido a sua abertura e que já existiam: a Falha Porto-Tomar (fig. 66) que passou a funcionar como falha normal e a falha de Açores-Gibraltar que já seria e continuaria a ser, pois disso somos atualmente testemunhas (o que é raro!), uma falha de desligamento.

No caso da Bacia Algarvia, as falhas normais, associadas ao processo de fraturação da Pangea, estão orientadas E-W como a falha Açores-Gibraltar e, pendem para Sul, interferindo, com as falhas normais NNE-SSW, na zona Oeste do Algarve (Ribeiro *et al.*, 1996b) na bacia Ocidental, também herdadas da orogenia varisca.

Antes, durante o Pérmico, a grande erosão que se tinha feito sentir, em simultâneo com o reajuste isostático, tinha destruído os grandes relevos formados durante a orogenia varisca. Deste modo, a cadeia de montanhas, em alguns locais, como o atual Baixo Alentejo, transformou-se numa extensa zona aplanada (Dias, 2007). O facto de o clima se ter tornado desértico no interior da Pangea (Scotese, 2010) terá também contribuído para a inexistência de formações sedimentares de idade pérmica. De acordo com os registos geológicos, a sedimentação só voltaria a acontecer, no que é hoje o território português, no Triásico (fig. 71).

Eonotema /Eon	Eratema /Era	Sistema /Período	Andar/ Idade	Idade numérica (Ma)
Fanerozoico	Mesozoico	Cretácico	Superior	66
			Médio	
			Inferior	
		Jurássico	Superior	149
			Médio	
		Triásico	Inferior	202
			Superior	
			Médio	253
			Inferior	

Fig. 70. Tabela cronostratigráfica do Mesozoico, simplificada e adaptada de ICS (2012) e Silva (2011a). Durante o Mesozoico, deu-se a fragmentação da Pangea e a formação de alguns dos oceanos que hoje conhecemos.

O hiato no registo geológico, de cerca de 70 a 90 Ma (Terrinha *et al.*, 2006; Ribeiro, 2013b) é bem visível na inconformidade evidente na Praia do Telheiro (fig. 71), a Norte do Cabo de São Vicente, cujo valor científico e didático é notável. Não fica atrás, muito pelo contrário, da que James Hutton observou em *Siccar Point* (zona costeira da Escócia) e, que lhe permitiu consubstanciar a sua *Theory of Earth* e, defender (naquela época) que o tempo geológico não tem princípio nem fim, contribuindo para afastar as questões religiosas do debate científico.

Referem Ribeiro *et al.* (1979) que os primeiros afloramentos da base do Mesozoico, apresentam-se “[...] sob a forma de bandas alongadas (Aveiro-Tomar, Santiago do Cacém e Algarve)”, dispondo-se em séries monoclinais, apresentando falhas normais (fig. 72). A base do Mesozoico, mais propriamente, do Triásico, é, na Ponta Ruiva (praia situada a cerca de 2 km a Norte do Cabo de S. Vicente), conglomerática, tornando-se os materiais da sequência mais finos para o topo (fig. 72; Dias & Ribeiro, 2002).



Fig. 71. Inconformidade (realce a ponteadado) separando os arenitos vermelhos do Triásico dos depósitos de *flysch* (pelitos e grauvaques) do Carbónico superior. Vista para a Praia do Telheiro, Vila do Bispo.

Os clastos dos conglomerados da mesma idade em outras zonas do país, nomeadamente a Norte do Tejo, tiveram origem na erosão de granitos variscos e rochas metamórficas variadas (Ribeiro *et al.*, 1979), enquanto na Bacia Algarvia tiveram origem essencialmente em pelitos e grauvaques do Terreno Sul Português e em xistos e gnaisses da Zona de Ossa Morena (Terrinha *et al.*, 2006). Do que se deduz que, enquanto a cadeia varisca ia sendo erodida, os respetivos produtos eram transportados para as bacias periféricas (Ocidentais e Algarvia), ainda de ambiente continental.

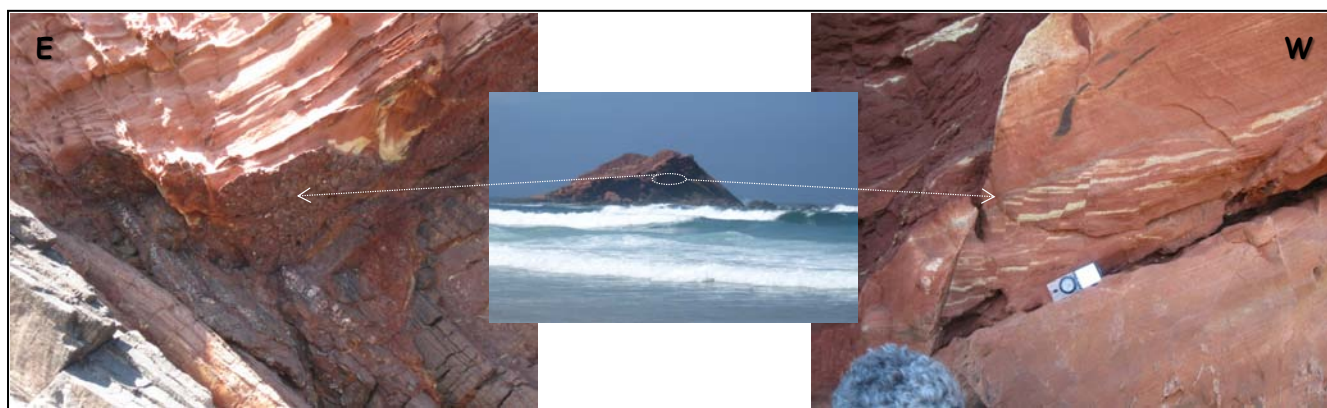


Fig. 72. Ilha da Ponta Ruiva, a Norte do Cabo de S. Vicente. Aspetos da base da sequência sedimentar local de arenitos vermelhos do Triásico: base conglomerática à esquerda e falhas normais à direita.

O clima seria semi-árido, com grande alimentação das bacias em determinados períodos de tempo, coincidindo com elevadas precipitações, alternados com outros de paragem na sedimentação, coincidindo com períodos de seca extrema (Ribeiro *et al.*, 1979). Esta situação manter-se-ia até ao início do Jurássico (base do Liásico, Jurássico inferior), em que são frequentes os depósitos de evaporitos, sobretudo de sal-gema e de gesso, que se sobrepõem aos arenitos vermelhos. Situação semelhante acontece hoje na zona do rifte Leste Africano (Kullberg *et al.*, 2013) e na depressão do Afar.

Os depósitos evaporíticos (contendo gesso e sal-gema) surgem, por exemplo, na região do Vale Tifónico das Caldas de Rainha, intercalados numa unidade argilo-evaporítica constituída essencialmente por pelitos argilosos, predominantemente de cor vermelha (fig. 73), mas também, em menor abundância, de cor cinzento esverdeado a verde (Ribeiro *et al.*, 1979). Estes depósitos da base do Jurássico (ou ainda abrangendo o final do Triásico; Kullberg *et al.*, 2013), que constituem as *Margas de Dagorda* (Ribeiro *et al.*, 1979) ou a Formação de *Dagorda* (Kullberg *et al.*, 2013) são interpretados como depósitos flúvio-lacustres com alguns episódios de invasões marinhas (Ribeiro *et al.*, 1979; Kullberg *et al.*, 2013).

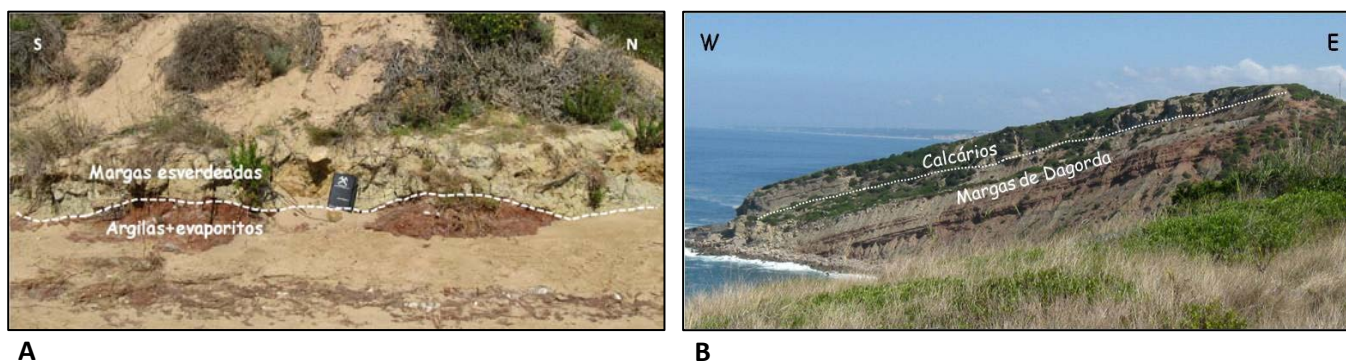


Fig. 73. Afloramento do princípio do Jurássico, zona do Vale Tifónico das Caldas da Rainha. A- Formação das *Margas de Dagorda* (em Salir do Porto): argilas e evaporitos com margas sobrepostas. B- Zona externa do Vale Tifónico das Caldas da Rainha, na Serra da Pescaria (flanco Oeste do anticlinal), denunciando a passagem de um ambiente continental semi-árido (“*Margas de Dagorda*”) para um ambiente de plataforma carbonatada (*Calcários*).

O regime tectónico extensivo que se fazia sentir com uma orientação aproximada NE-SW, terá permitido as invasões periódicas marinhas e a acumulação de uma grande espessura das referidas séries sedimentares evaporíticas.

Para além dos evaporitos, de alguns carbonatos e de rochas detríticas, também se formaram, no início do período Jurássico, na Bacia Lusitânica, algumas rochas ígneas, reveladoras do decurso do processo de fraturação intracontinental (Martins em Kullberg *et al.*, 2006a; Kullberg *et al.*, 2013). Os vazios, que as falhas criavam, foram oportunamente ocupados por fluidos magmáticos. A região do chamado Vale Tifónico das Caldas da Rainha, que foi exaustivamente estudada por Georges Zbyszewski, em meados do século XX (*e.g.* 1959), contém todas estas associações de rochas constituindo um excelente exemplo pedagógico (fig. 74).

É referida e caracterizada (Martins em Kullberg *et al.*, 2006a; Kullberg *et al.*, 2013), a ocorrência de três episódios magmáticos associados à extensão mesozoica nas bacias portuguesas; um primeiro, que terá decorrido entre os 200-180 Ma, de natureza subalcalina, toleítica, que se manifestou particularmente no Algarve, através de um complexo vulcano-sedimentar de Este a Oeste, com relação com o CAMP (Província Magmática do Atlântico Central), e de filões da Bordeira e do filão de Messejana-Placência, estando associado à Abertura do Oceano Atlântico Central; um segundo, transicional, entre os 141 e 147 Ma representado por inúmeros afloramentos dispersos pela Bacia Lusitânica entre Óbidos e Soure sob a forma de domas e filões (fig. 74), de natureza dolerítica ou de natureza gabro-diorítica, associados aos diapiros salinos. Por fim, o terceiro episódio magmático é caracterizado como sendo de natureza alcalina, com idades entre 72 e 94 Ma e representado pelos Complexos Ígneos de Sintra, Sines e Monchique, Vulcanismo da Bacia Algarvia, Complexo Radial de Mafra e Complexo Vulcânico de Lisboa (Kullberg *et al.*, 2013).



Fig. 74. Depressão associada ao Vale Tifónico das Caldas da Rainha (Vista da Serra de Mangues).

A- Zona interna do vale, observando-se, ao centro, um domo básico, coberto por vegetação. B- Filão dolerítico da mesma idade ou posterior à formação das *Margas de Dagorda* (Salir do Porto).

Os domas intrusivos da Bacia Lusitânica, foram especialmente aproveitados ao longo da História da Humanidade para a instalação de fortificações (*e.g.* Leiria, Porto de Mós, Óbidos). Com efeito, é evidente que, ao longo do tempo geológico terão permanecido (os domas) pela sua constituição litológica ser mais resistente que a das rochas encaixantes, de natureza evaporítica (margas, argilas com gesso e sal-gema). Resistiram igualmente os flancos, essencialmente carbonatados, do que era o anticlinal inicial (fig. 73 B). A rutura do centro do anticlinal (Zbyszewski, 1959) parece ter tido como causa a injeção dos materiais menos densos, com comportamento dúctil, que fazem parte da Formação *de Dagorda*, que atrás referimos. A erosão, afetando preferencialmente os materiais evaporíticos, terá levado à formação do atual Vale Tifónico das Caldas da Rainha.

Os fatores que terão contribuído para os fenómenos de diapirismo salino, para além da sua particular variação de densidade face a alterações de temperatura, e ductilidade (plasticidade) associada, bem como o(s) período(s) de tempo durante o(s) qual(uais) terá ocorrido a sua ascensão, têm constituído matéria de

acesa controvérsia, e de múltiplas incertezas (Zbyszewski, 1947; 1959; Ribeiro *et al.*, 1996b; Kullberg, 2006a). Kullberg *et al.* (2013) continuam a referir diversas fontes de discordância entre os diversos autores, incluindo os conceitos associados à tectónica salífera. No entanto, os mesmos autores (*ibidem*; p. 294) destacam como um dos aspetos comuns a todas as estruturas deste tipo que existem na Bacia Lusitânica, a associação a falhas, nomeadamente, às enraizadas no soco, ou seja, tardivariscas de direções predominantes NNE-SSW a N-S e ENE-WSW a E-W, relevantes na estruturação da Bacia.

Para além dos métodos tradicionais da Geologia, como o trabalho de campo e as sondagens, Georges Zbyszewski realizou um estudo experimental, pioneiro para a época, em Portugal (Zbyszewski, 1947; Zbyszewski, 1959; Mota, 2011). Pretendia, com esse estudo, dar resposta às muitas dúvidas que colocou sobre a formação dos diapiros do Vale Tifónico das Caldas da Rainha. A complexidade e a diversidade das características dos diapiros salinos, que coexistem na Bacia Lusitânica, têm levado assim, ao longo de décadas os investigadores a procurar interpretações várias para a sua instalação (Zbyszewski, 1959; Ribeiro *et al.*, 1996b; Kullberg, 2006), desde a extensão mesozoica, à compressão cenozoica, passando unicamente pelas falhas, a erosão, a introdução de fluidos hidrotermais e a influência da compartimentação do substrato, consoante a época e o estado de evolução do conhecimento.

A influência dos fatores tectónicos (fig. 75), hoje assunto indiscutível, como a influência da compartimentação do soco (Ribeiro *et al.*, 1996b, p. 42) e da compressão lateral (o “controlo estrutural”) terá sido, pela primeira vez, avançada por Georges Zbyszewski (Ribeiro *et al.*, 1996b), tendo também por base as experiências que realizou (fig. 76).

Como pensou que vários fatores podiam ter contribuído para a instalação dos diferentes diapiros, de um mesmo diapiro, ou até para a evolução global do Vale Tifónico das Caldas da Rainha, Zbyszewski (1947, 1959), averiguou cada um deles através de experiências de modelação análoga. Apesar de apresentarem alguma falta de rigor científico, as experiências por ele realizadas, permitiram testar várias hipóteses explicativas da instalação dos diapiros. Manifestando, desde o início (Zbyszewski, 1947), inclinação para a hipótese que Choffat tinha colocado: a de uma falha ser a causa única do diapiroismo, Zbyszewski duvidou sempre que fosse a única, propondo, no final do seu “Étude...”, causas diversas para a instalação e evolução dos vários diapiros, bem como para a evolução de todo o Vale (Zbyszewski, 1959).

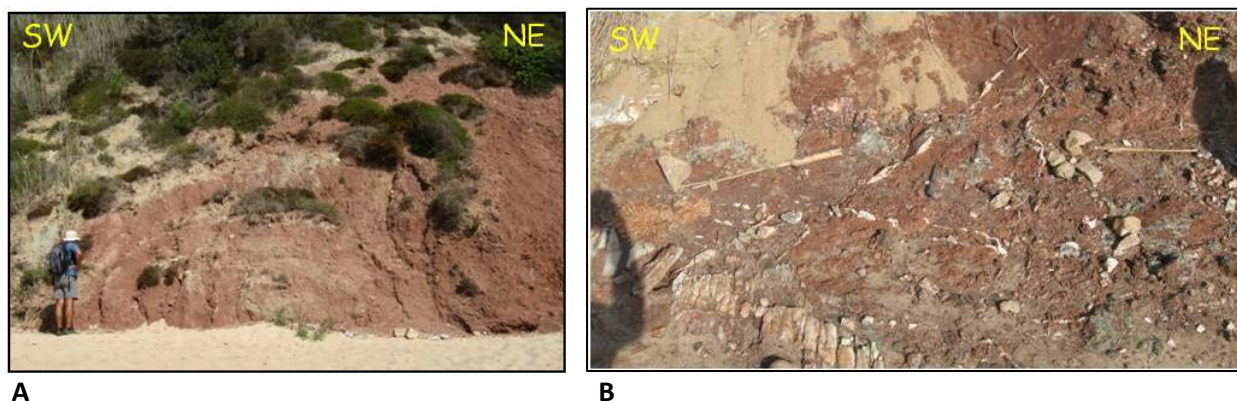
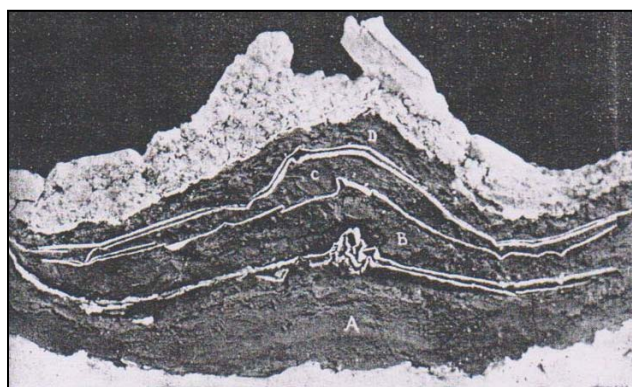


Fig. 75. Unidade argilo-evaporítica das Margas de Dagorda na região de Salir do Porto. A- Aspeto geral. B- Zona de cisalhamento associada ao processo de intrusão diapírico materializada por lentículas, por vezes sigmoidais, de gesso.

O grande mérito da metodologia utilizada por Zbyszewski (1947, 1959) para a época, é o de contemplar uma visão holística dos processos naturais, inovadora para a época no nosso país, evidenciando diversas causas e o carácter duradouro e cíclico de certos processos geológicos. Considerou que a ascensão dos materiais com maior *plasticidade*, *margas e evaporitos*, podia ter acontecido por diversas fases sucessivas, em virtude da ação de diversos fatores, como a erosão e as *compressões tangenciais* (1959, p. 128).



1ª Experiência- A rutura é devida ao desequilíbrio provocado pela diferente distribuição dos sedimentos sobrejacentes às camadas evaporíticas.



2ª Experiência- A subida dos evaporitos (+margas) é facilitada pela existência de uma falha ou fratura (ideia defendida por Choffat).

Fig. 76. Duas das experiências, realizadas por Georges Zbyszewski (1947), para averiguar a influência dos principais fatores que intervêm na formação de um vale tifónico como o das Caldas da Rainha. As outras testavam a influência da erosão, da geometria do soco, e da compressão (tangencial).

Estudos mais recentes apontam como principais causas e idades de ascensão diapírica no Vale Tifónico das Caldas da Rainha (Dinis *et al.*, 2006) entre outros (*e.g.* Sesimbra, Pinhal Novo, Matacães, Vimeiro; fig. 77), o sistema de falhas herdado da orogenia varisca Pombal-Santa Cruz, que terá atuado em transtensão (=transtração) no Jurássico inferior/Cretácico inferior, e em transpressão no Cenozoico. Assim, é provável que, pelo caráter dúctil da unidade de *Dagorda*, a sua ascensão e consequente deformação (fig. 75), tenha acontecido ao longo do tempo, sempre que, para tal, se reuniram as condições necessárias.

Voltando à extensão mesozoica, o estiramento continuava e, como veremos no capítulo III, enquanto a crosta inferior tem um comportamento dúctil, a crosta superior, à medida que vai sofrendo tração, vai deformando essencialmente por fraturação. Em profundidade, as falhas, sendo diferente o comportamento reológico das rochas, têm tendência a encurvar, tornando-se lístricas (*e.g.* Fossen, 2010).

Veremos que o Oceano Atlântico não terá aberto de uma vez só, mas de modo faseado, de Sul para Norte, e através da formação de diversas bacias, que precederam a oceanização (*e.g.* Terrinha *et al.*, 2005; Kullberg *et al.*, 2013).

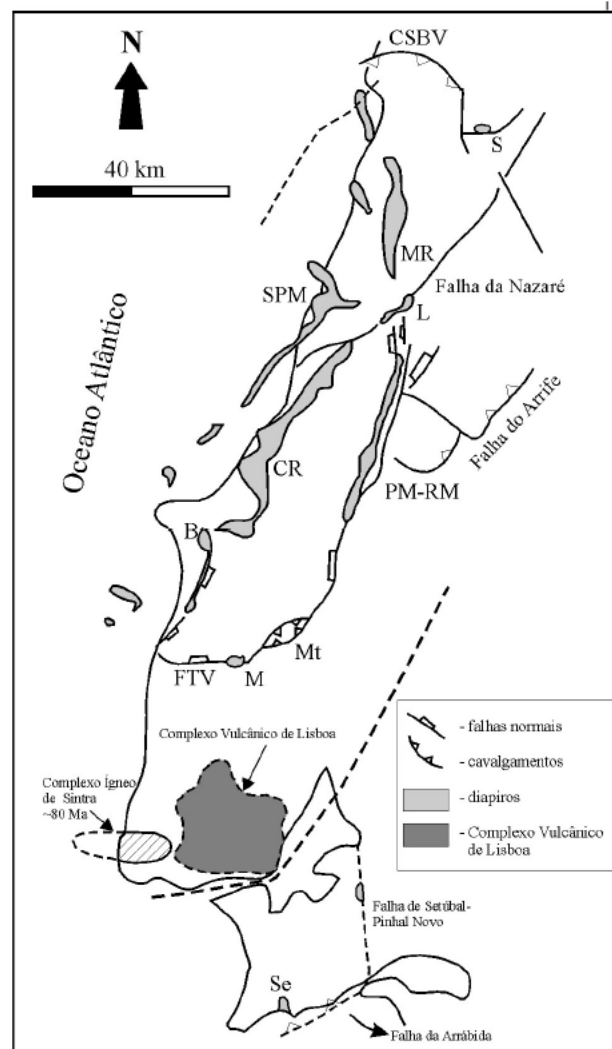


Fig. 77. Localização de diapiros e outras estruturas na Bacia Lusitânica (retirado de Kullberg *et al.*, 2006a). Dapiros: B- Bolhos; CR- Caldas da Rainha; L- Leiria; M- Matacães; MR- Monte Real; PM-RM- Porto de Mós-Rio Maior; PN- Pinha Novo; S- Soure; SC – Santa Cruz; SPM- São Pedro de Moel; V- Vimeiro. Outras estruturas: CSBV – cavalgamento da Serra da Boa Viagem; FTV- falha de Torres Vedras; Mt- *pop-up* de Montejunto; SeR – indentador de Serra d’El Rei.

2.2.1.2. Aprofundamento das bacias: tempo de dinossáurios

A formação de calcários nas Bacias Ocidentais bem como na do Algarve, iniciada no primeiro episódio de *rifting*, com os calcários dolomíticos do Sinemuriano (Jurássico inferior), intensificou-se no final do Jurássico inferior, passando a dominar nas sequências sedimentares (Kullbert *et al.*, 2006a; 2013; Terrinha *et al.*, 2013). Eles são indicadores de ambiente marinho, o que revela que as águas provenientes essencialmente do Tétis (algumas viriam também da Pantalassa; Terrinha *et al.*, 2002), terão começado a invadir as zonas que se iam tornando deprimidas por estiramento e fraturação crustal. Dessas sequências, são típicas as margas e os calcários margosos a que, por vezes, também se associam bancadas arcósico-areníticas, ou termos intermédios como os calcarenitos, com maior ou menor fração detrítica, de influência continental. Espessuras globais significativas terão sido atingidas nas unidades calcárias da Bacia Lusitânica, como cerca de 910 metros no Maciço Calcário Estremenho (Kullbert *et al.*, 2006a).

Nesta segunda fase de fraturação (2º episódio de *rifting* de acordo com Kullbert, 2000; Kulberg *et al.*, 2006a; 2013), em que é evidente a maior entrada de águas marinhas, não só pelas fácies sedimentares que a preencheram mas também pelo conteúdo paleontológico, a Bacia Lusitânica adquiriu uma estrutura em *hemigraben*, inclinado para Oeste, limitado pelo *horst* da Berlenga (fig. 78). A rampa carbonatada suavemente inclinada para Oeste é uma evidência desta fase (Kullbert *et al.*, 2013).

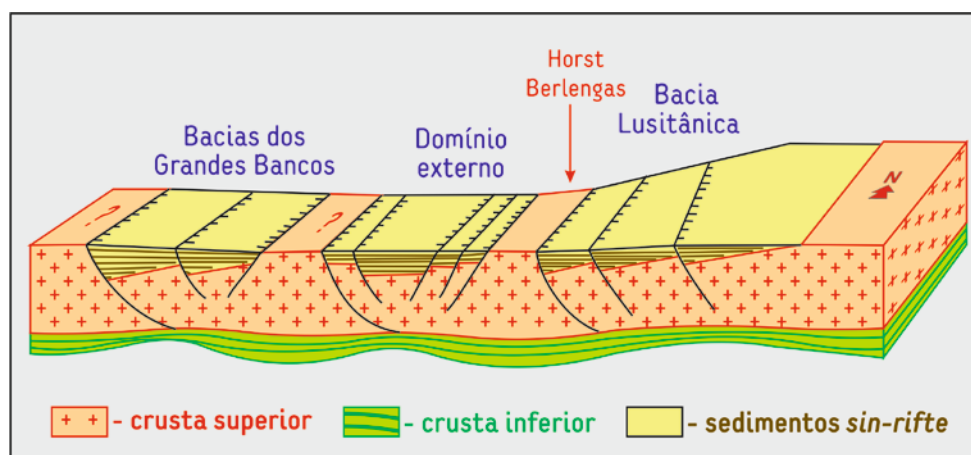


Fig. 78. Fraturação da Pangea (soco paleozoico), correspondente ao 2º episódio de *rifting* e formação de bacias, com estruturação em grabens (domínio externo na figura) e hemigrabens (Bacia Lusitânica e Bacias dos Grandes Bancos) [Adaptado de Kullbert *et al.*, 2006a].

As principais falhas responsáveis pela subsidência progressiva da bacia terão sido, nesta fase, as falhas submeridianas, paralelas à FPT. Por outro lado, as variações de fácies das sequências sedimentares, são notórias e evidente a influência das falhas ENE-WSW e E-W que funcionaram como falhas de transferência

de movimento (Falha da Nazaré, Falha de Torres Vedras e Falha da Arrábida). Como consequência, formaram-se três setores diferentes na Bacia Lusitânica (fig. 69), com diferente subsidência, logo também de espessura de sedimentos acumulados (Kullberg *et al.*, 2006a; 2013).

Se a Bacia Lusitânica tivesse evoluído para bacia oceânica, as falhas de transferência teriam evoluído para falhas transformantes, de acordo com o esquema da fig. 79, porém não foi isso que aconteceu do lado de cá do *horst* da Berlenga (Kullberg *et al.*, 2013).

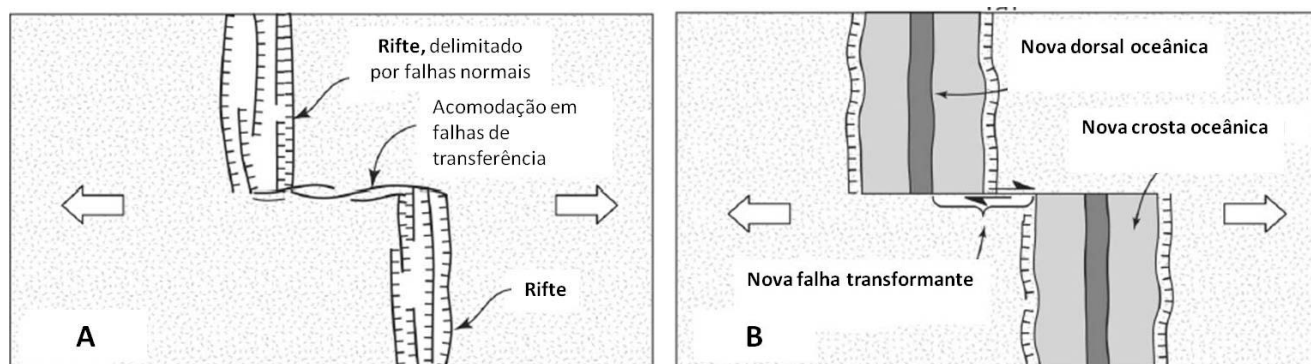


Fig. 79. Evolução das falhas de transferência para falhas transformantes, na passagem de rifting continental a alastramento da litosfera oceânica (adaptado de Pluijman, 2004).

Até ao final do Jurássico médio (Caloviano), o ambiente marinho foi predominante, enquanto a partir daí, deu-se um levantamento precoce da bacia, ou uma inversão tectónica precoce que terá provocado diversas descontinuidades em várias zonas da Bacia Lusitânica (Kullberg *et al.*, 2006a) bem como na do Algarve (Kullberg *et al.*, 2013), marcando a passagem do Jurássico médio ao Jurássico superior (Ribeiro *et al.*, 1979; Kullberg *et al.*, 2006a) e a passagem ao 3º episódio de *rifting* (Kullberg *et al.*, 2013).

Na vasa carbonatada das Bacias, ficaram preservados, principalmente durante o período Jurássico, somatofósseis e icnofósseis dos maiores seres que, ao longo da História da Terra, habitaram o planeta (fig. 80). São disso exemplo, os inúmeros trilhos que na Bacia Lusitânica e em menor quantidade na Bacia do Algarve, têm sido estudados e caracterizados (Santos, 2008). A Terra foi, como é conhecido, habitada durante o período Jurássico por inúmeras espécies, vegetais e animais, marinhas e terrestres. Contudo, o Jurássico ficaria definitivamente conhecido, em termos de divulgação científica, devido aos Dinossáurios.

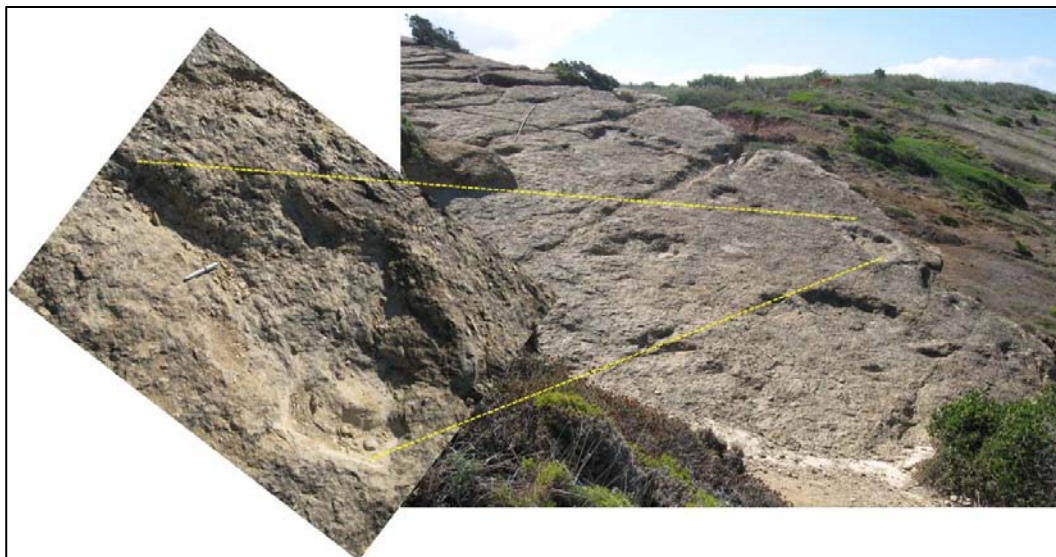


Fig. 80. Trilho de pegadas de dinossáurios (saurópodes e terópodes, mais pequenas), no topo de uma camada do Jurássico superior (Serra da Pescaria, São Martinho do Porto). Em pormenor, pegada de saurópode.

A percepção das escalas de observação em Geologia (*vide* fig. 80), é um assunto fulcral. Começar por observar o conjunto para depois passar para o pormenor é muito importante quer para perceber o objeto, bem como para compreender os processos que estiveram na base da sua génese.

2.2.1.3. Oceanização e (pre)enchimento das bacias continentais (Lusitânica e Algarvia)

Apesar das formações de fácies marinhas predominarem durante todo o período Jurássico, a extensão crustal, na Ibéria, ainda não tinha evoluído para rifte oceânico.

Na terceira fase de *rifting*, descrita por Kullberg *et al.* (2006a, 2013), a rutura continental ter-se-á propagado para Norte, acentuando-se a extensão na Bacia Lusitânica, através da ativação significativa de falhas preexistentes, ou da formação de outras (fig. 81). Esta aceleração da

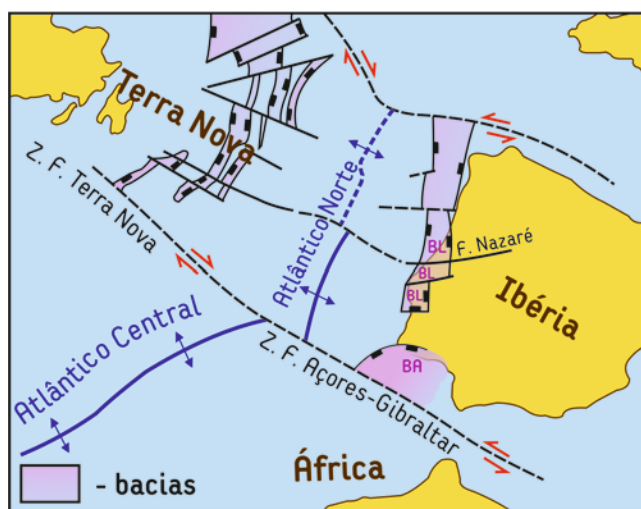


Fig. 81. Após uma primeira de fase de abertura do Atlântico Central, o *rifting* alastrou à zona Norte da Pangeia (antiga Laurásia), nas primeiras fases com a abertura de bacias, seguidas de formação de litosfera oceânica (Atlântico Norte) [Adaptado de Kullberg *et al.*, 2006a]. BL- Bacia Lusitânica; BA- Bacia Algarvia.

extensão pode estar relacionada (segundo Kullberg *et al.*, 2013) com a primeira crosta oceânica formada na Planície Abissal do Tejo, por volta dos 142 Ma que, no entanto, terá sofrido uma paragem de 10 a 15 Ma, até ser reatada.

No interior da Bacia Lusitânica, a fragmentação continental propagou-se para Norte. As falhas do bordo Oeste terão sido fortemente reativadas em extensão com orientação semelhante à do episódio anterior, ou seja, E-W, originando relevos importantes quer a E quer a W, bem como a compartimentação da Bacia. Entre Lisboa e Nazaré formavam-se três compartimentos com os valores de subsidência mais elevados, ultrapassando na sub-bacia de Arruda os 2000 m num intervalo não superior aos 4 Ma (Kullberg *et al.*, 2006; 2013).

As alterações tectónicas na Bacia, em que se inclui o soerguimento do *horst* das Berlengas (Pena dos Reis, 2003) iriam permitir a acumulação de materiais detríticos e carbonatados, formando importantes sistemas de leques deltaicos submarinos em domínio de plataforma carbonatada-terrígena. A Bacia ia sofrendo enchimento, tornando-se cada vez menos profunda. Zonas bastante profundas em que circulavam amonites, passavam progressivamente a regimes de sedimentação mais superficial e mais continental.

Até ao final do Jurássico superior, terá acontecido o enchimento progressivo da Bacia, sendo que a partir do período referido, a região da Bacia Lusitânica que ainda mantinha características de grande profundidade, era a zona de Sintra-Cascais-Arrábida, contrastando com o resto da Bacia, em que se acentuava a sedimentação terrígena (arenítico-conglomerática continental). A Bacia terá ficado praticamente preenchida, à exceção da região de Sintra-Cascais que permanecerá submersa durante o Cretácico inferior, com a forma de golfo aberto apenas para Sul, favorável à instalação de um recife-barreira edificado por *biohermas* (fig. 82), atrás do qual habitaram diversas espécies, como Algas e Rudistas (Ribeiro *et al.*, 1979; Kullberg *et al.*; 2013).



Fig. 82. Calcários recifais do Cretácico inferior, com algas, “biohermas” e rudistas – Guincho, Cascais.

É, nesta época do Cretácico que, de acordo com alguns autores (Manupella, 1988, citado por Terrinha *et al.*, 2006; Kullberg *et al.*, 2006a; 2013), acontece a última fase de *rifting* relacionada com a extensão das bacias ocidentais ibéricas (Algarvia, Lusitânica, do Alentejo e do Porto-Galiza), acompanhada por magmatismo, por volta dos 135 Ma (a que já tínhamos feito referência) e, pela formação de crosta oceânica na Planície Abissal do Tejo (Kullberg *et al.*, 2006a; 2013).

É, também, a partir do Cretácico, que o estiramento passa a fazer-se sentir a Oeste do atual arquipélago das Berlengas, separando a Bacia Lusitânica da Bacia do Oceano Atlântico. E, enquanto se iniciava o alastramento da litosfera oceânica na Bacia Atlântica, na Bacia Lusitânica, ao contrário do que tinha sucedido no Jurássico, passou a fazer-se uma sedimentação descontínua, menos espessa e, frequentemente, de tipo continental ou de transição (Kullberg *et al.*, 2006a).

Quanto à Bacia Algarvia, situando-se no SW da placa Euroasiática, tornou-se, no Cretácico superior, margem continental limítrofe de dois oceanos, o Atlântico e o Neo-Tétis (Moore e Twiss, 1995), adquirindo algumas particularidades descritas em Terrinha *et al.* (2006). A sedimentação, foi aí condicionada particularmente pela falha Açores-Gibraltar (fig. 83) mas, em simultâneo, por outras falhas também herdadas da orogenia varisca. Os movimentos relativos E-W entre as placas Núbia (Noroeste de África) e a Americana+Eurásia (incluindo a Ibéria) terão contribuído para o estiramento continuado da Bacia Algarvia, desde o Triásico (Terrinha *et al.*, 2006).

A consequência final, a maior escala, de toda a fraturação intracontinental desenvolvida até ao Cretácico superior, terá sido a fragmentação da antiga Laurásia, originando duas placas independentes: a Euroasiática e a Norte-americana.

É também durante o Cretácico que *abre* o Golfo da Biscaia (ou da Gasconha, para os franceses). A criação e o alastramento da litosfera oceânica, nessa zona, bem como a Oeste da Ibéria, ao longo, praticamente, de todo o último período do Mesozoico, terá provocado a rotação da Ibéria em cerca de 35° (Ribeiro, 2013b) no sentido anti-horário (fig. 84). Esta, por sua vez, terá levado à individualização da microplaca ibérica (Ribeiro, 2013b).

O final do Mesozoico é, ainda, marcado pelas intrusões ígneas de pequena dimensão que originaram os maciços de Sintra (fig. 85), Sines e Monchique (vide localização na fig. 14; cap. I), e que podem ser ou não, apenas explicados pela fragmentação da Pangea. Estas intrusões são contextualizadas, por Miranda (2010), num episódio pós-*rifting*, pós-abertura do oceano, entre os 94 e os 72 Ma. Para além dos complexos ígneos referidos, o mesmo autor inclui também neste episódio de magmatismo do final do Cretácico, final da era Mesozoica, o Complexo Vulcânico de Lisboa.

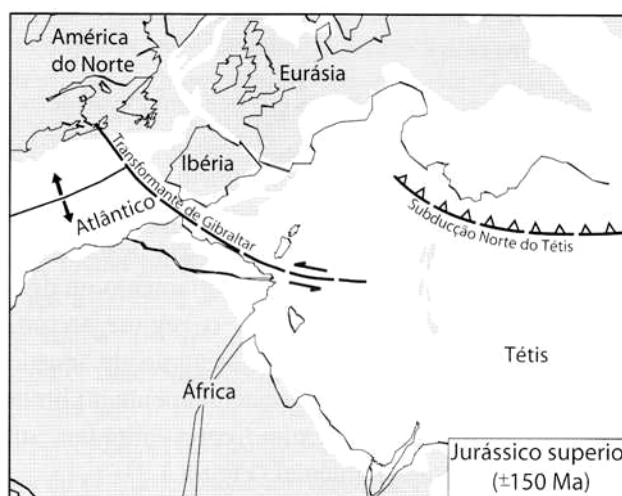


Fig. 83. Reconstituição paleogeográfica (retirada de Terrinha *et al.*, 2005). Ibéria antes da rotação em consequência da abertura do Golfo da Biscaia. As manchas cinzentas representam as áreas emersas, sendo os contornos os dos continentes atuais.

Ribeiro (2002), associa os três maciços ígneos alcalinos (Sintra, Sines e Monchique) a um fenómeno de impactismo ocorrido aos 90 Ma (Ribeiro, 2013b). Sugere que o impacto de um corpo celeste terá tido, como consequência direta, a formação da montanha submarina de Tore situada ao largo da Nazaré. Foi numa localidade a Sul da Praia da Vitória, que foram encontrados *ejecta* desse episódio, mais exatamente, uma plataforma carbonatada brechificada com clastos escuros orientados (Monteiro *et al.*, 1998; Ribeiro, 2002).

A consequência indireta terá sido a formação dos três maciços ígneos. Com efeito, estes encontram-se orientados E-W, encontrando-se alinhados NNW-SSE, o que tem feito com que vários autores (e.g. Ribeiro *et al.*, 1979), tenham vindo a sugerir uma causa comum, relacionada com os mecanismos tectónicos de controlo das intrusões. Estas teriam ocorrido em locais em que a falha NNW-SSE interseja as falhas conjugadas NE-SW, enquanto o alongamento poderá estar relacionado com a soma da deformação cisalhante direita com uma componente extensional E-W (Terrinha *et al.*, 2013; Kullberg *et al.*, 2013).

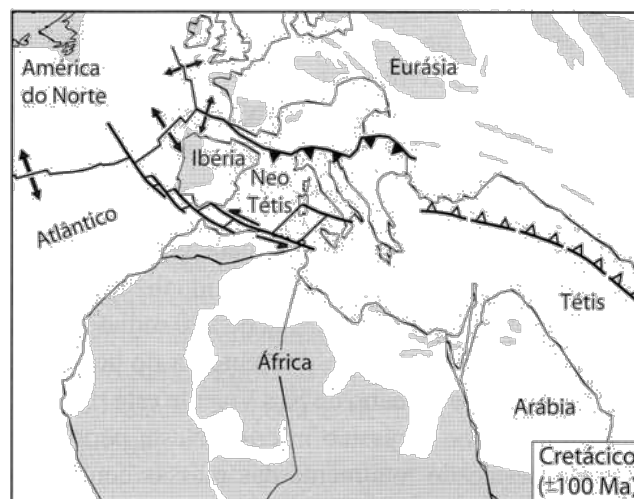


Fig. 84. Reconstituição paleogeográfica (retirado de Terrinha *et al.*, 2005). Ibéria durante a rotação, abertura do Neo-Tétis e fecho do Tétis. As manchas escuras representam as áreas emersas, sendo os contornos os dos continentes atuais.



Fig. 85. A instalação do maciço ígneo de Sintra (ao fundo), no final do Cretácico, provocou fraturação nas rochas encaixantes do Mesozoico, essencialmente de dois tipos (Kullberg & Kullberg, 2000): falhas perpendiculares e falhas paralelas à estratificação, nas quais se instalaram filões (subverticais e camada) do mesmo episódio ígneo (observáveis na figura). Guincho, Cascais.

No final do Mesozoico fechava o Tétis devido à completa subducção da sua crosta oceânica (Fig. 83). E, enquanto este processo continuava e a placa africana *rodava* em relação à placa euroasiática, permaneciam os processos distensivos na Ibéria, com ênfase na sua margem ocidental (Terrinha *et al.*, 2005; 2009).

Porém, assim que toda a litosfera oceânica do Tétis foi subductada a Norte da Ibéria (*e.g.* Sibuet *et al.*, 2004), os processos colisionais entre as placas africana (*e.g.* Terrinha *et al.*, 2009), principalmente, no seu setor Noroeste (placa Núbia), e euroasiática, passaram a dominar. O Cenozoico iria assim ficar marcado pela compressão generalizada na Ibéria.

2.2.2. A compressão cenozoica

No Cenozoico (fig. 86), ao contrário do que se tinha passado no Mesozoico, em que os processos distensivos foram preponderantes, passámos a ter um cenário, na Península Ibérica, em que a compressão se intensifica (Ribeiro, 2013b).

Ao longo de falhas antigas, herdadas dos episódios tectónicos anteriores (ciclo cadomiano, ciclo varisco e extensão alpina), dá-se o que se designa por inversão tectónica (*vide* Glossário).

O território português, situava-se (como hoje) distante dos locais onde ocorreu, durante a orogenia alpina, inversão tectónica intensa: longe da Cadeia Cantábrico-pirenaica a Norte, longe da Cadeia Bética no Sul da Península; por isso, terá sofrido apenas efeitos de longa distância da compressão alpina (Ribeiro, 2013b).

Passando a pormenorizar os diversos episódios da compressão alpina, entre o Cretácico final e o Eocénico médio (65-40 Ma), é importante referir que a Ibéria movimentava-se, nesse tempo, de forma essencialmente solidária com a África (Ribeiro, 2013b), estando separada da Eurásia, pela margem Cantábrica (no Norte da Península). Porém, do Eocénico ao Oligocénico superior (final do Paleogénico), após completa subducção da litosfera oceânica do Tétis, aconteceu a colisão continental e a formação da cadeia de montanhas Cantábrico-pirenaica (Fernández-Lozano *et al.*, 2011).

Eonotema /Eon	Eratema /Era	Sistema /Período	Andar/ Idade	Idade numérica (Ma)
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário	Holocénico	Presente
			Pleistocénico	0.01
		Neogénico	Pliocénico	2.6
			Miocénico	5.3
				23.0
			Oligocénico	33.9
		Paleogénico	Eocénico	56.0
			Paleocénico	66.0
				66.0

Fig. 86. Tabela cronostratigráfica simplificada do Mesozoico, adaptada de ICS (2012) e Silva (2011a). Durante o Cenozoico, deu-se a compressão da Península Ibérica, a Norte e a Sul.

Como consequência da colisão na zona Norte, a partir do Oligocénico superior, a Ibéria passou a integrar a placa euroasiática, e a convergir, a Sul, com a África (placa núbica) ao longo do limite Açores-Gibraltar (Ribeiro, 2013b). Como resultado dessa convergência, durante o Miocénico (Neogénico inferior), ter-se-á formado a Cadeia Bética, no Sul de Espanha, e reativados os corredores de cisalhamento preexistentes no interior da Ibéria (de orientação predominante NE-SW, ENE-WSW e E-W; fig. 66), quer os da zona Oeste, abrangendo o território português, bem como os do seu interior (Ribeiro, 2002; Fernández-Lozano *et al.*, 2011). As cadeias de montanhas formadas (Cantábrico-pirenaica, Cadeia Bética e Cordilheira Central) constituem, na atualidade, importantes relevos da Ibéria (fig. 87).



Fig. 87. Principais cadeias alpinas da Ibéria. Cadeia Cantábrico-pirenaica a Norte, Bética a Sul e Cordilheira Central no Centro. Adaptado de *Google earth*®.

Assim, pode-se dizer que há uma diferença clara, em termos espaço-temporais relativamente à formação das cadeias de montanhas na Península ibérica, formadas por compressão alpina associada à deformação interplacas no caso das Cadeias Cantábrico-pirenaica e Bética, e intraplaca no caso da Cadeia Central. No caso das duas primeiras, enquanto a Cadeia Cantábrico-pirenaica a Norte se formou durante o Paleogénico, a deformação da Cadeia Bética deu-se no Neogénico. No entanto, as *interferências* das compressões induzidas a Norte e a Sul, terão eventualmente contribuído para a individualização da Cordilheira Central da Península, intraplaca, em que se inclui a Serra da Estrela (fig. 88), adquirindo uma estrutura em *pop-up* (Ribeiro, 2013b).

O estilo tectónico, neste caso de inversão, e de orogénese intraplaca (Ribeiro, 2002), variou tal como tinha acontecido na orogenia varisca (embora seja de ressaltar que o andar estrutural tenha sido muito diferente), em função da zona da cadeia de montanhas, interna ou externa (central ou periférica), registando-se simetria ou não. Enquanto a Cordilheira Central durante a orogenia alpina, sofreu uma deformação simétrica, as zonas externas (periféricas) em que se inclui a Bacia Lusitânica (bem como toda a

Margem Ocidental Ibérica; Kulberg *et al.*, 2013), terão sofrido uma deformação assimétrica, com a formação de diversos cavalgamentos num só sentido (fig. 88). A Cadeia da Arrábida, constituída por *empilhamentos de cavalgamentos*, é o exemplo em Portugal mais proeminente de tectónica orogénica alpina e o mais ocidental de todo o orógeno varisco da placa Euroasiática (Kullberg *et al.*, 2006b).

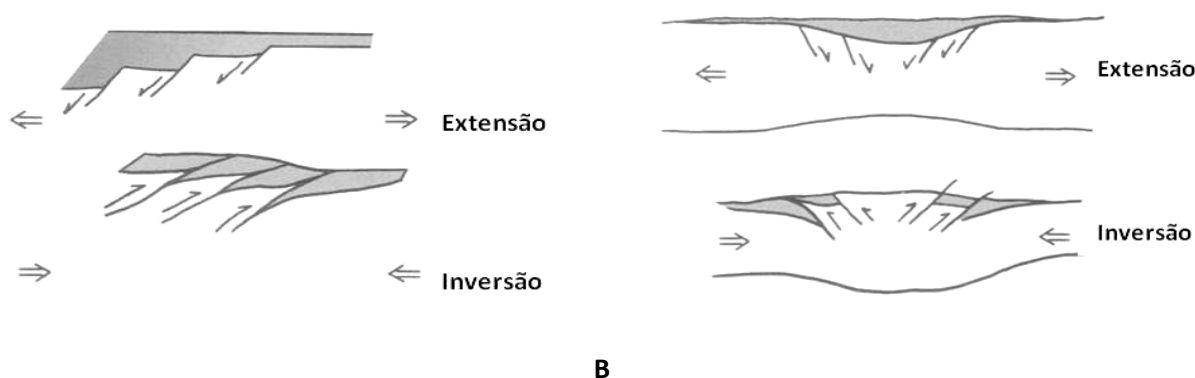


Fig. 88. Estilos tectónicos diferentes (adaptado de Ribeiro, 2002): assimétrico (A) e simétrico (B), decorrentes da inversão tectónica (cenozoica) posterior a uma primeira fase do ciclo de Wilson (alpino), de extensão (mesozoica). Nas zonas periféricas da cadeia (distantes das frentes orogénicas, Kullberg *et al.*, 2013), como na Arrábida, predomina o estilo assimétrico, enquanto nas zonas mais internas, como na Serra da Estrela, predomina o estilo simétrico, com a formação de *pop-up* (ao centro).

Ainda na região da Grande Lisboa, é de realçar, associados à compressão cenozoica, o cavalgamento a Norte da Serra de Sintra, bem como outros acidentes, que se encontram imersos na margem continental, e que também constituem estruturas compressivas associadas à convergência Ibéria-África, como por exemplo o Banco de Gorringe e os Montes de Avis (*ibidem*; fig. 89).

O substrato varisco da Ibéria, terá, no entanto, sofrido, não só deformação frágil com a reativação de falhas antigas, mas também dúctil (Ribeiro, 2013b; Fernández-Lozano *et al.*, 2011), manifestada por ondulações com comprimentos de onda variáveis (estruturas de 1ª ordem) que afetam uma espessura de litosfera continental de cerca de 80 km de espessura e toda a extensão da Península. Pode, deste modo, explicar-se a existência de cadeias de montanhas no interior da Ibéria que têm centenas de quilómetros de extensão. Existem no entanto, outras estruturas de 2ª ordem, com comprimentos de onda inferiores, da ordem das dezenas de quilómetros, que afetaram apenas a crosta (Ribeiro, 2013b).

Fernández-Lozano (2008) modelou, recorrendo à experimentação análoga, a compressão cenozoica N-S aplicada à Ibéria, tendo em conta o carácter reológico mais dúctil da crosta inferior, relativamente a uma crosta superior com um comportamento mais frágil. Os resultados apoiam a hipótese de que uma ligeira ondulação de elevado comprimento de onda, terá afetado a crosta inferior, transmitindo-se à crosta superior, através da formação de estruturas frágeis, como *pop-up* e *pop-down*, geometricamente relacionados com as zonas de antiforma e sinforma (Fernández-Lozano *et al.*, 2011).

A deformação frágil é facilitada por heterogeneidades várias, herdadas de orogenias anteriores, como falhas, suturas antigas, riftes abordados (Ribeiro, 2002). Mas também a existência de camadas mais dúcteis situadas acima de falhas antigas, permite propagar a movimentação nestas à cobertura sedimentar cenozoica. As zonas de cisalhamento são áreas favoráveis a este tipo de deformação.

As falhas de desligamento, herdadas de orogenias anteriores, com direção entre ENE-WSW e NE-SW, e inclinação para NW e para SE, ao serem reativadas como falhas inversas, levaram, quer à inversão tectónica de muitas bacias formadas durante o Mesozoico quer à formação de novos relevos. Serras como as da Lousã e da Estrela, no centro do país, ou a menor escala, da Arrábida, de Portel ou da Ossa no Alentejo (sul do país), são relevos que terão resultado da compressão e inversão cenozoicas (Ribeiro *et al.*, 1990).

Assim, a sedimentação durante o Cenozoico ficou restrita a algumas zonas, como as Bacias do Tejo e do Sado, as bacias que se desenvolveram na vizinhança de falhas ativas como a Bacia de Castelo Branco ou a da Vidigueira (a Sul), ou às zonas

costeiras. Ainda se acrescentam alguns depósitos litorais associados a processos transgressivos, como os do Miocénico na região de Lisboa, os depósitos de enxurrada típicos de clima semi-árido predominantes durante a parte final do Cenozoico, conhecidos por *raña* (Ribeiro, 2013b). Formaram-se também neste período de tempo, terraços marinhos e fluviais, testemunhos do encaixe da rede fluvial atual, provocada por taxas de levantamento do Maciço Ibérico, que foram mais significativas a Norte do que a Sul. Esta situação terá conduzido à captura da rede de drenagem da Bacia do Douro por “[...]um Douro inferior, cuja erosão remontante entalhou o canhão do Douro Internacional” (Ribeiro, 2013b).

A Bacia do Baixo Tejo terá funcionado em regime endorreico durante o Paleogénico, tendo recebido sedimentos a partir dos relevos circundantes (Maciço Ibérico e Bacia Lusitânica em processo de inversão). A partir do Miocénico (início do Neogénico), as águas do Atlântico invadiram a bacia, pelo que a sedimentação passou a efetuar-se em regime de transição (Kullberg *et al.*, 2006b). Principalmente durante os dois primeiros ciclos sedimentares do Neogénico, descritos por Cachão e Silva (2000), a sedimentação nesta zona terá tido influência da compressão tectónica que, ao formar relevos, como a Cadeia da Arrábida, permitiu a introdução na Bacia de grande quantidade de materiais terrígenos. Também a uma escala mais global do

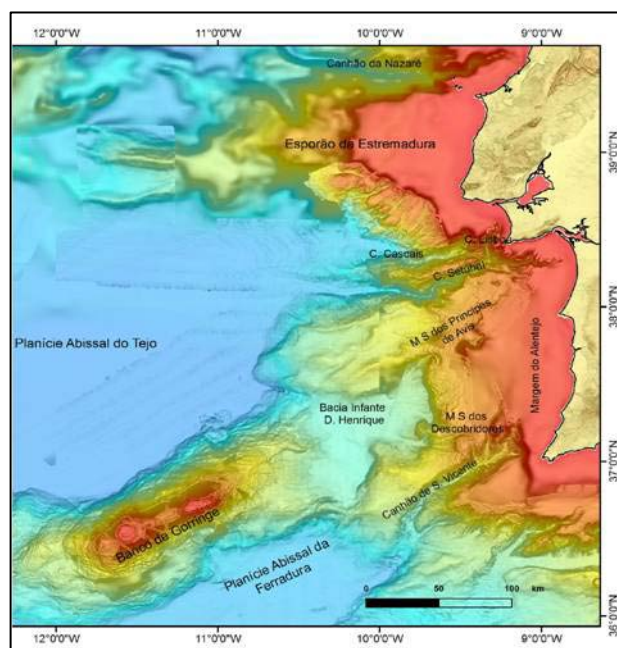


Fig. 89. Parte de mapa batimétrico da Planície abissal do Tejo e áreas envolventes (adaptado de Batista, 2009). A azul- zonas mais profundas, a vermelho- zonas menos profundas.

país, a sedimentação marinha associada ao terceiro ciclo sedimentar do Neogénico marinho de Portugal continental terá sido condicionada por subsidência tectónica, tendo sido diacrónica ao longo do território português. A subsidência terá migrado de S para N em consequência das últimas fases da deformação bética (Cachão & Silva, 2000; Kulberg *et al.*, 2013).

A direção de convergência entre as placas euroasiática e africana (fig. 90) que durante o Oligocénico seria NNE-SSW, terá durante o Miocénico (Neogénico inferior), rodado para uma direção preponderante de NNW-SSE (Ribeiro *et al.*, 1990; Ribeiro, 2013b), direção essa que continuou a variar a partir do Pliocénico superior (final do Neogénico) - Pleistocénico médio (Quaternário), para NW-SE no Pleistocénico superior-Holocénico (Quaternário) e, por fim, tendencialmente para WNW-ENE (Ribeiro, 2013b).

Para além da tectónica e da sedimentação, muitos outros fatores em interação, modificam os relevos e fazem oscilar a linha de costa. As oscilações glacio-eustáticas do Quaternário terão deixado a *sua marca* através de relevos como os terraços fluviais, e as *praias levantadas* (Ribeiro, 2013b). Outras estruturas menos imponentes, mas importantes para a manutenção de ecossistemas que se foram estabelecendo durante o Quaternário-Holocénico e, que a humanidade nem sempre tem gerido da melhor forma, são os cordões dunares e as lagoas costeiras (fig. 91). São estruturas que se formam a uma outra escala de tempo geológico, mais diminuto, mas igualmente importante.

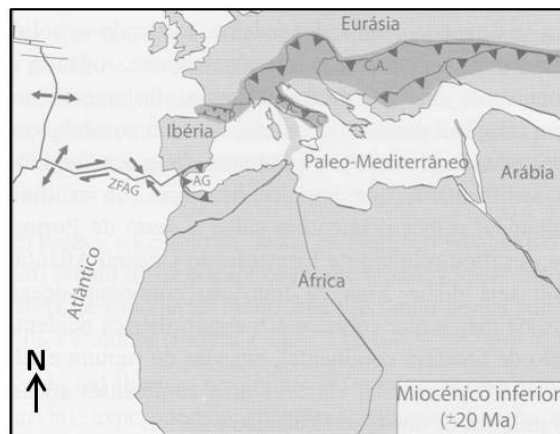


Fig. 90. Reconstituição paleogeográfica: Ibéria em compressão, a Norte e a Sul (adaptado de Terrinha *et al.*, 2005). As manchas escuras representam as áreas emersas, sendo os contornos os dos continentes atuais. ZFAG- Zona de Fratura Açores-Gibraltar, AG- Arco de Gibraltar, C.A.- Cadeia Alpina. P- Pirinéus.



A



B

Fig. 91. Estruturas e processos geológicos do Holocénico.

- A- Duna que avança sobre a vegetação (Guincho, Cascais).
- B- Lagoa costeira que sofre açoreamento (Salir do Porto, Nazaré).

Compreender a evolução geológica do território português exige, por isso, para além do entendimento de processos de curta e longa duração, e suas interações, também a percepção de todos os *tempos geológicos*.

Capítulo III

**A modelação análoga:
ferramenta essencial em
Geologia**

A modelação análoga adquiriu, principalmente nos últimos anos, um estatuto especial na metodologia da investigação em Geologia, em particular para estabelecer relações causa-efeito e verificar hipóteses explicativas de processos internos, mas também de processos externos e de interação entre ambos. Contudo, se para muitos processos externos basta a utilização dos próprios materiais geológicos que eles transformam, na maioria dos processos internos, isso não é possível. Pode-se, por exemplo, simular a meteorização química de um granito utilizando o próprio granito e águas gasocarbónicas, reduzindo o tempo da ordem das centenas ou dezenas de anos, durante o qual o processo decorre, a algumas horas ou minutos. Já no que diz respeito à simulação da génese ou do metamorfismo do granito, para utilizar o mesmo material, a simulação não é tão simples, acessível, nem pouco dispendiosa, por dificuldades na reprodução à superfície da Terra dos valores de pressão e temperatura a que estão sujeitos. Acresce o facto de o período de tempo durante o qual decorrem, para além de ser impossível de reproduzir, introduz alterações importantes no comportamento dos materiais.

Assim, para simular, experimentalmente, diversos processos geológicos, principalmente internos, foi preciso encontrar materiais que, a uma outra escala (quer espacial quer temporal), apresentem comportamento similar ao dos materiais geológicos face ao processo, que no caso da deformação se denomina comportamento reológico. A evolução foi demorada - cerca de dois séculos - mas participada por muitos cientistas entusiastas desta metodologia. É por essa evolução histórica que iniciamos o capítulo, para depois passarmos às leis de escala que são hoje aplicadas.

Apesar de a modelação numérica ser uma metodologia importante na investigação geológica, até para comparar e complementar os resultados da modelação análoga (*e.g.* Marques, 2012), sendo cada vez mais relevante para a previsão do comportamento dos sistemas geológicos face a fatores de difícil simulação na modelação análoga (*e.g.* Oreskes, 2007), não será alvo do presente estudo.

A grande vantagem da modelação análoga, principalmente quando é aplicada no Ensino ou na Divulgação, é a evidente e rápida comparação com o processo geológico através da observação, a 2D ou a 3D, de um processo similar que pode desenrolar-se em escalas de tempo e espaço muito menores do que as reais.

Os processos tectónicos de larga escala que costumam ser alvo da modelação análoga podem ser integrados *lato senso* em três categorias, de acordo com o regime tectónico predominante: compressivos,

de desligamento e extensivos. Daremos exemplos dos vários equipamentos utilizados para modelar estes três tipos de processos no ponto 3 deste capítulo.

Desde o princípio, o caráter didático da experimentação análoga tornou-se evidente. Ele sobressai em muitos dos modelos que foram sendo desenvolvidos desde o século XIX até hoje, os quais foram sendo registados pelas tecnologias da época, primeiro através da gravura, depois da fotografia (no final do século XIX) e, por último, do filme a partir da primeira metade do século XX, proliferando neste princípio de século pelos recursos e redes digitais. É, assim que, naturalmente, se encerrará o capítulo, com algumas considerações sobre a aplicação da modelação análoga no Ensino e Divulgação da Geologia, em geral.

1. Perspetiva histórica da modelação análoga

A construção de modelos físicos para simular processos e estruturas geológicas utilizando materiais análogos, ou seja, com comportamento reológico passível de ser comparado aos geológicos, é praticamente tão antiga quanto a individualização da Geologia enquanto Ciência autónoma. A impossibilidade de revisitar a formação das estruturas e materiais geológicos, decorrida num passado longínquo, terá sido a principal razão para a invenção desta metodologia, por forma a alicerçar e a construir modelos explicativos dos fenómenos geológicos, apesar de todas as suas limitações.

A evolução da modelação análoga acompanhou a evolução do conhecimento e das teorias, particularmente até ao princípio do séc. XX. Porém, acompanhou, em simultâneo, a evolução das tecnologias no período entre guerras e no pós-segunda guerra mundial; e, finalmente, a da indústria química, dos anos 70 (do séc. XX) em diante. Esta indústria tornou-se essencial para a obtenção de materiais capazes de mimetizar com rigor o comportamento reológico dos materiais geológicos. É dessa evolução que aqui damos conta, não de forma exaustiva por não ser esse o objetivo do estudo, mas destacando modelos que considerámos relevantes por realçarem mudanças ao nível: *i)* do que se investiga – **processos e estruturas**, ou do: *ii)* por que se investiga – **teorias**, ou ainda do *iii)* com que se investiga – **materiais e equipamentos**. Muitos destes modelos, e certamente outros, foram importantes para o avanço do conhecimento geológico.

Começamos neste item por revelar alguns trabalhos realizados no séc. XIX, século em que se deu início às técnicas e métodos da modelação análoga, na sua maioria relativos a processos compressivos. O ponto seguinte é marcado pelo período entre as duas guerras mundiais, em que alguns modelos surgiram fruto da discussão intensa que se verificou no seguimento da *Teoria* da Deriva Continental proposta por Alfred Wegener, e conseqüentemente, da procura do(s) mecanismo(s) indutor(es) do(s) movimento(s) da crosta terrestre.

Com a Teoria da Tectónica de Placas, nos anos 70, surgiram novas experiências por ela enquadradas que estudaram mecanismos antigos, mas com abordagens mais rigorosas e objetivas, nomeadamente, com a preocupação de que os modelos fossem similares (segundo critérios que integram a geometria, a cinemática e a dinâmica) aos fenómenos geológicos que pretendem simular.

A modelação dos processos de pequena escala, evoluiu também, desde o século XIX até ao final do séc. XX, particularmente quanto ao rigor aplicado. No princípio era utilizada apenas para mimetizar os processos naturais (*e.g.* Daubrée, 1879), passando, mais tarde, a ser aplicada como processo verdadeiramente experimental (*e.g.* Hubbert, 1951), exigindo, por isso, a repetição da experiência por diversas vezes. Por fim, passou a incluir também a quantificação da deformação (*e.g.* Cloos, 1955).

A preocupação com a aplicação das leis de escalas quanto aos três tipos de similaridade (geométrica, cinemática e dinâmica) enunciados por Hubbert (1937), parece ter sido generalizada a partir dos anos 70 do século XX (*e.g.* Pollard e Fletcher, 2005), certamente também por influência da Teoria da Tectónica de Placas (Mattaer, 1973).

O critério de seleção dos modelos que passamos a referir assentou, não só nos aspetos já mencionados, mas também no seu valor didático. Qualquer uma das experiências descritas pode ser utilizada em diversos ambientes de aprendizagem (nível e contexto) desde que adaptada, sem perder o valor científico e, conforme os objetivos preestabelecidos.

1.1. Lugar aos pioneiros: o século XIX

A modelação ou experimentação análoga tem, desde o início do século XIX, contribuído para averiguar relações causa-efeito através do estabelecimento de analogias e extrapolações entre o que se observa no campo e o que se reproduz em laboratório. Terá também concorrido, para a invenção desta metodologia inovadora para a época, a teimosia de James Hall (1761-1832) que, insistindo em reproduzir o mundo natural no laboratório, tornar-se-ia no fundador da Geologia Experimental (*e.g.* Oreskes, 2007). Contudo após as experiências de Hall, provavelmente devido à dúvida que persistiu quanto à veracidade deste tipo de aproximação, decorreu um longo período de cerca de 50 anos, após o qual a experimentação seria retomada pelos geólogos franceses Favre e Daubrée.

Cedo terão surgido duas linhas de investigação distintas na Geologia Experimental (*e.g.* Newcomb, 2009; Brandstetter, 2011), se bem que desenvolvidas muitas vezes pelos mesmos cientistas (*e.g.* James Hall de Dunglass e August Daubrée): a que se interessava pela génese de minerais e rochas e a que versava sobre a formação de estruturas, de grande dimensão como as cadeias de montanhas, ou de menor dimensão como por exemplo, falhas, dobras e xistosidade.

1.1.1. Reconstruir estruturas para fundamentar a teoria plutonista: Hall

O interesse de James Hall de Dunglass (1761-1832) pela Química tê-lo-á conduzido naturalmente à experimentação, tendo sido um dos primeiros britânicos a interessar-se pelas teorias de Lavoisier (Ranalli, 2001). No entanto, James Hutton (1726-1797) tinha a convicção de que as condições extremas de pressão e temperatura do interior da Terra não poderiam ser recriadas (*e.g.* Brandstetter, 2011). Censurava mesmo quem analisava os grandes fenómenos do “[...] Reino Mineral, acendendo uma chama ou olhando para o

fundo de um cadinho” (Newcomb, 2009). Pelo contrário, Hall defendia que a imitação de um processo natural era um objetivo que “[...] deveria ser perseguido com natural expectativa de sucesso” (Wyllie, 1998). Apesar da oposição de Hutton, Hall conseguiu apoiar experimentalmente dois princípios da sua *Teoria da Terra*: que a fusão era um importante processo na formação de alguns tipos de rochas e, que a *pressão* desempenhava um importante papel quer na formação das rochas quer na formação de estruturas (principalmente dobras) que observou no campo (Newcomb, 2009). Numa época em que pouco ou nada se sabia sobre a génese das rochas com base científica, Hall desenvolveu trabalho relevante na Petrologia Experimental, especialmente ao estabelecer a relação entre o tempo de arrefecimento da rocha e a sua textura, bem como ao demonstrar a estabilidade do calcário a elevadas temperaturas (Ranalli, 2001).

Quanto aos modelos experimentais que simulam a formação de estruturas de grande dimensão, é de consenso alargado que os mesmos terão sido utilizados pela primeira vez por James Hall de Dunglass (Oreskes, 2007; Newcomb, 2009; Ranalli, 2001; Willie, 1998; Schellart, 2002). Nessa época, James Hall investigava uma parte da costa de Berwickshire, uma região no Sueste da Escócia, onde existem estratos fortemente dobrados. Ele notou que algumas camadas eram quase verticais, com dobras, sucessivamente *côncavas* e *convexas* (Newcomb, 2009, p. 72; citando Hall, 1815). Devido à sua larga experiência em trabalho de campo e conhecimento de outras zonas como os vulcões de Itália, terá suposto que alguma força com origem no calor interno da Terra teria provocado a intensa deformação observada. Provavelmente esta ideia tinha por base a Teoria plutonista de James Hutton que advogava que algumas rochas teriam tido uma génese por solidificação e compressão a grandes profundidades, contrariando as teses neptunistas que defendiam serem todas as rochas resultantes da deposição ou precipitação a partir de fluidos aquosos (Oreskes, 2007).

Para simular a formação dos dobramentos observados, James Hall construiu um dispositivo ou aparato experimental utilizando, como *materiais análogos*, tecidos de várias cores, horizontalmente sobrepostos, para simular a horizontalidade inicial dos estratos, por cima dos quais terá colocado uma porta pressionada por pesos. Em cada extremidade colocou tábuas que, pressionadas em conjunto, produziam o dobramento dos tecidos, para imitar o que teria acontecido na realidade. Quando apresentou este modelo na *Royal Society of Edinburgh*, Hall construiu-o totalmente à escala, apesar de qualitativa, utilizando um mecanismo mais sofisticado, tipo prensa para comprimir as camadas que, neste segundo modelo, eram de argila (fig. 92).

Hall interpretou os estratos dobrados como tendo sido originalmente contínuos e horizontais, explicando a deformação como resultante de uma força horizontal atuante sobre os sedimentos, que por sua vez, terão tido um comportamento plástico. Destacou ainda que as rochas possuem diferentes características consoante as condições a que estiveram sujeitas durante a sua consolidação (Ranalli, 2001; Newcomb, 2009).

Diversas críticas foram então dirigidas a Hall e aos seus métodos experimentais, como o facto de não demonstrar que as relações causa-efeito, verificadas em laboratório, correspondessem às verificadas na realidade. Hall argumentaria que o verdadeiro objetivo da experimentação era o de confirmar que uma causa proposta era uma *vera causa* (Oreskes, 2007), ou seja, de provar a relação causa-efeito, mesmo não sendo conhecida a causa real.

Apesar dos seus modelos rudimentares, Ranalli (2001) destaca alguns cuidados metodológicos tidos por James Hall, que terão sido importantes para toda a

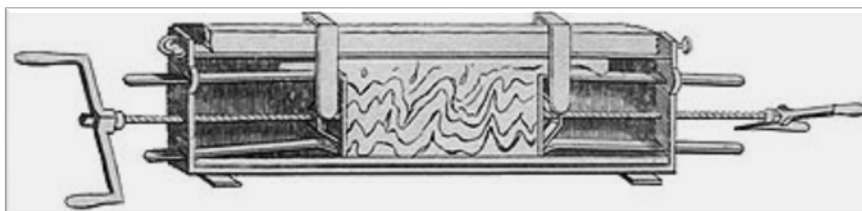


Fig. 92. Segunda experiência de James Hall para simular as dobras que observou no campo (Hall, 1815).

evolução da experimentação análoga que se lhe seguiu. São eles os seguintes: *i)* a cuidada interpretação da geometria observada na natureza, *ii)* a formulação de hipóteses de acordo com o mecanismo causal, ou seja, neste caso, a força compressiva horizontal; *iii)* a percepção do *scaling*, relativo ao comprimento, tempo e intensidade da força, apesar do escasso rigor (à época eram desconhecidos os detalhes para quantificá-lo); *iv)* a utilização dos resultados experimentais para validar as hipóteses formuladas.

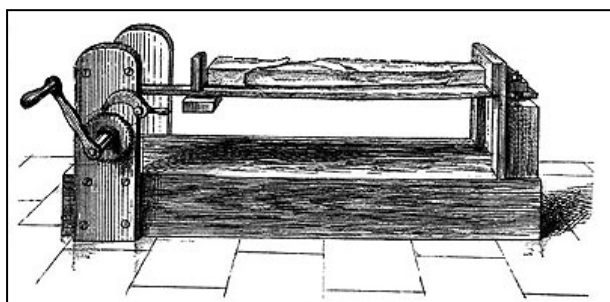
A ideia de que os processos geodinâmicos internos, apesar das enormes escalas de tempo e espaço em que decorrem, são reproduzíveis em laboratório através de modelos análogos à escala, foi uma das últimas, senão a mais importante, de acordo com Ranalli (2001), contribuição de James Hall para o estudo da Terra. A importância do trabalho de James Hall para a consolidação da modelação análoga enquanto método de investigação científica em Geologia, é igualmente confirmada pelo facto de as suas “caixas de compressão” se terem tornado protótipos da modelação da formação de montanhas, durante os cem anos seguintes (Oreskes, 2007).

1.1.2. A contração da Terra e a formação de montanhas: o mecanismo de Favre

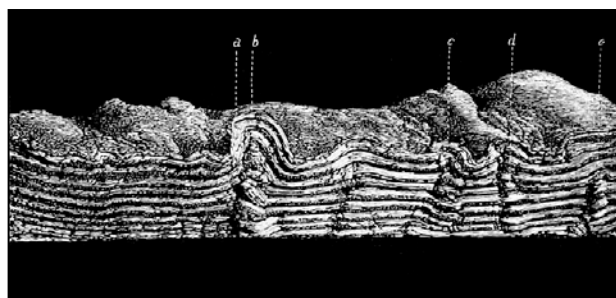
A curiosidade que as montanhas sempre suscitaram levou a que, durante o século XIX, a sua génese se tornasse no assunto central de debate entre os geólogos da época (*e.g.* Oldroyd, 1996). Por um lado, a observação de diversos tipos de litologias e estruturas de deformação, como falhas e dobras e, por outro, a distribuição geográfica, confinada a algumas zonas do planeta, das cadeias de montanhas conhecidas e estudadas até então, conduziu à formulação de teorias explicativas que abarcaram este tópico.

O calor interno da Terra continuava a ser visto como a principal causa explicativa para vários fenómenos em que se incluía a formação de montanhas, também no quadro teórico da teoria

contracionista. A ideia da contração da Terra, derivada da Hipótese Nebular de Laplace, considerava que o planeta estaria a diminuir de volume em virtude do seu arrefecimento, provocando a deformação da sua superfície. E, apesar de a causa ser a mesma que nos trabalhos de Hall (Favre refere que se baseia nos modelos de Hall), ou seja, a compressão horizontal, o efeito não era exatamente o mesmo nem tampouco o mecanismo utilizado por Alphonse Favre em 1878. Este geólogo suíço realizou esta experiência enquadrando-a pela teoria contracionista da Terra (Oreskes, 2007). Um conjunto de camadas de argila era colocado em cima de uma borracha esticada (caoutchouc), que depois era largada lentamente, observando-se as estruturas resultantes (fig. 93). Favre estabeleceu depois relações de semelhança entre as dobras formadas e o relevo das montanhas, em virtude deste modelo não ter cargas por cima para simular (de forma particularmente exagerada) a pressão litostática, como era hábito desde James Hall. A importância do modelo para Favre foi a de poder mimetizar as montanhas e elevações que se podiam observar em vários países. Fez variar diversos parâmetros, no modelo, como a espessura total das camadas ou a espessura de cada camada, para determinar as condições que melhor mimetizavam a natureza. Pelo sucesso que considerou alcançado com essa aproximação, Favre concluiu que as estruturas compressivas observadas, não seriam mais do que o resultado de o raio do núcleo (pastoso e fluido) da Terra ter sofrido uma redução durante milhões de anos. Esta redução continuaria a provocar o retraimento da crosta. O modelo apoiava, assim, de forma plausível a sua hipótese (Oreskes, 2007).



A



B

Fig. 93. Experiências de Alphonse Favre.

A-Mecanismo experimental por retração do caoutchouc previamente esticado (in

http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/06_pionniers/02a.htm, acedido em 18/08/2013).

B- Experiência de Favre evidenciando as formas de relevo resultantes da compressão basal provocada pelo encolher da borracha (in

http://en.wikisource.org/wiki/Popular_Science_Monthly/Volume_14/February_1879/The_Formation_of_Mountains, acedido em 18/08/2013).

1.1.3. A relevância da Geologia Experimental: Daubrée

August Daubrée (1814-1896) foi o grande impulsionador da Geologia Experimental em França no século XIX. Tal como James Hall de Dunglass, desenvolveu trabalhos nas duas tradicionais linhas de investigação da Geologia Experimental. Apresentou os resultados de trinta anos de investigação no seu célebre livro, *Études synthétiques de géologie expérimentale* (1879). Daubrée pretendia, através do *método experimental*, que a Geologia passasse de ciência meramente passiva, baseada na observação, a uma ciência *positiva* que garantisse certezas e demonstrações verdadeiras (Oreskes, 2007). Para Daubrée, assistir a uma experiência era uma forma de observação ativa através da qual os cientistas passavam a ser testemunhas do acontecimento. Mas, apesar destas vantagens, que incluíam os modelos à escala, Daubrée realça que a redução das dimensões, quando se trata de reproduzir grandes « fenómenos mecânicos da crosta terrestre », como a formação de cadeias de montanhas, traz problemas pelo facto de os modelos não representarem uma « semelhança muito fiel ». Assim, aconselha a que se façam analogias, somente quando se tratar de características particulares como, por exemplo, a *textura xistosa* das rochas. Estas conclusões estão claramente relacionadas com os seus modelos. No caso dos processos crustais, utilizou caixas de compressão com placas de metal para simular diferentes tipos de dobras, em que o único tipo de analogia possível e fiável é a geométrica. Quanto a processos de menor escala, como os que envolveram a simulação da deformação das belemnites e da xistosidade das rochas, o tipo de materiais, utilizado por Daubrée, revela preocupação com a similaridade entre o comportamento reológico dos materiais utilizados e o dos reais (e.g. a utilização de gesso como material com comportamento frágil e de chumbo com comportamento dúctil, para simular respetivamente o fóssil e a rocha em que foi encontrado (fig. 94).

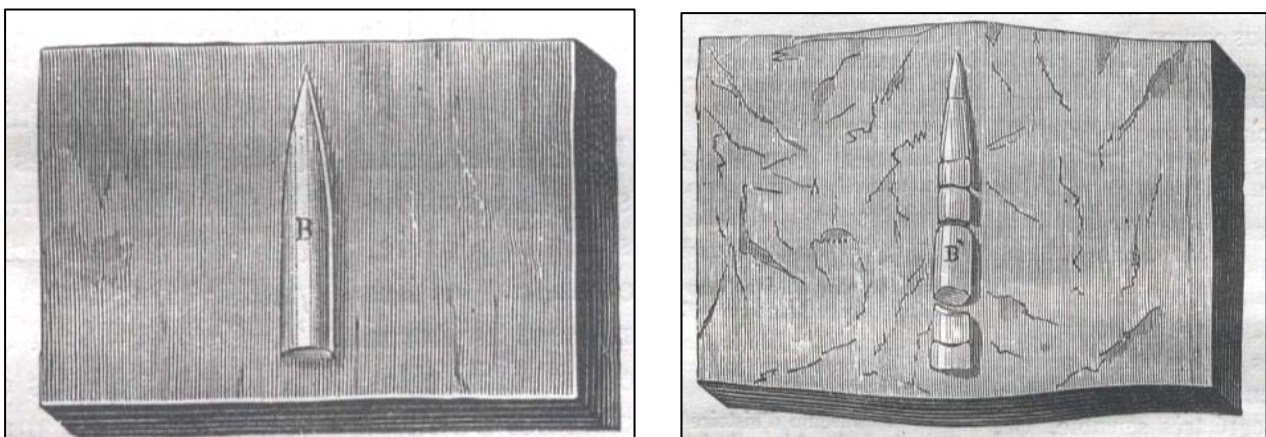


Fig. 94. Experiência de Daubrée sobre a deformação dos fósseis.

B - Molde de belemnite feito de gesso incrustado em chumbo.

B' - Estádio final por compressão e estiramento ortogonal de todo o bloco.

Após a lucidez crítica de Daubrée, impunha-se o desenvolvimento de novas estratégias de modo a assegurar a representatividade dos modelos e legitimar a utilização de materiais como análogos dos que, na realidade, tinham sido transformados pelos fenómenos naturais representados.

Estudos desenvolvidos em Geologia, nos anos 60-70 do mesmo século (referidos em Brandstetter, 2011), demonstraram que materiais sólidos sujeitos a elevada pressão poderiam comportar-se como fluidos, fornecendo assim argumentos aos que defendiam a utilização de materiais *menos resistentes* para mimetizar processos geológicos, como por exemplo, a cera, que tinha sido utilizada também por Daubrée na formação de dobras e falhas (Graveleau *et al.*, 2012).

1.1.4. Atenção focada nos processos: Cadell e Willis

Deste modo, com parte dos problemas de representatividade resolvidos e a crescente aceitação dos modelos experimentais, a atenção dos investigadores desloca-se dos resultados, ou seja das estruturas formadas, para os processos em si mesmos (Brandstetter, 2011). Entre os diversos experimentadores do final do século XIX que utilizaram caixas de compressão semelhantes às utilizadas por James Hall e que, por sua vez, introduziram inovações importantes, destacaram-se Henry Cadell (1860-1934) e Bailey Willis (1857-1949), o primeiro escocês e o segundo norte-americano.

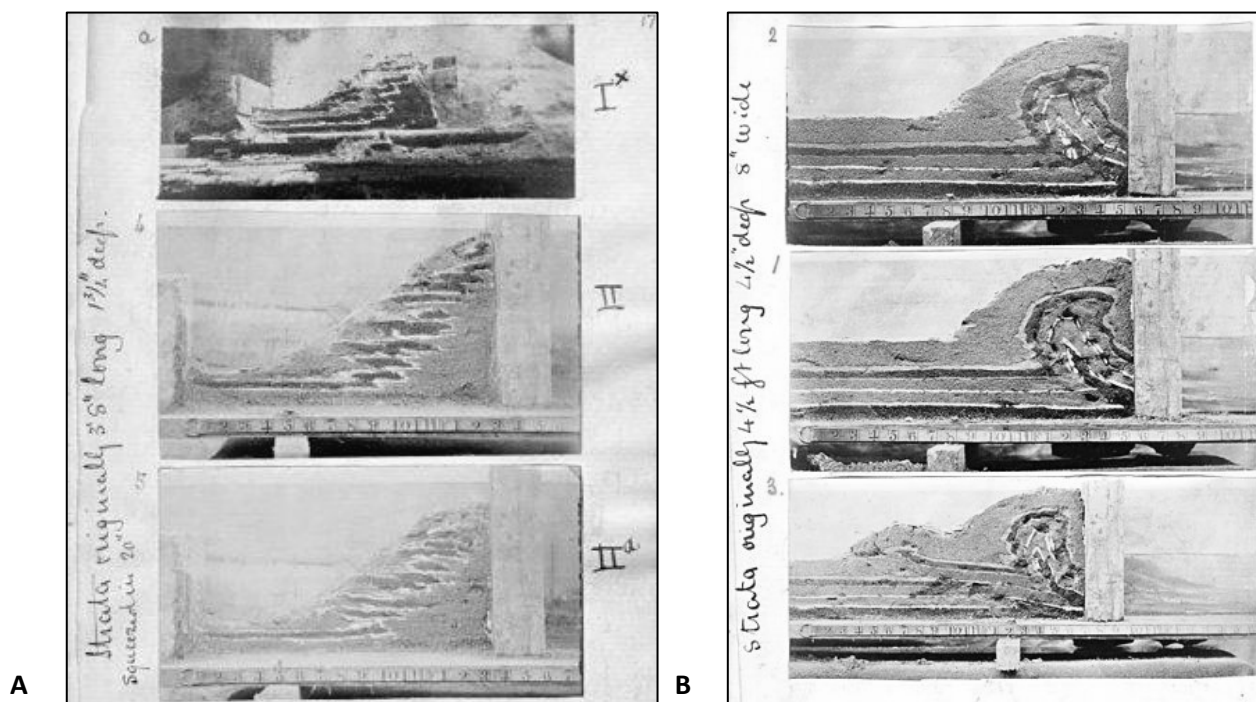


Fig. 95. Experiências de Henry Cadell (1890). A- Formação de falhas imbricadas. B- Relação entre a formação de dobras e cavalgamentos. *In*

http://www.see.leeds.ac.uk/structure/assyntgeology/bgsgallery/index.htm#cadell_gallery (acedido em 20/08/2013).

Tal como Hall, Cadell pretendia investigar as forças responsáveis pela formação de diversas estruturas. Para explicar a formação de falhas imbricadas no Noroeste das Terras Altas da Escócia, Henry Cadell, em 1890, construiu uma caixa de compressão (fig. 95). Porém, como pretendia replicar o comportamento frágil, “[...] no lugar de argila ou cera, usou gesso de Paris, intercalado com areias coloridas” (Oreskes, 2007; p.102).

Através da experiência que realizou, Cadell conseguiu explicar a repetição de camadas, observada no campo (fig.95 A), como resultante da formação de falhas inversas e não de processos cíclicos de deposição, como era explicado na época. Deu assim uma maior ênfase aos processos tectónicos.

Demonstrou de igual modo que nem sempre a geração de falhas é precedida pela formação de dobras, solucionando um problema muito debatido no século XIX pelos estruturalistas (fig. 95 B).

Uma característica interessante e inovadora dos seus modelos era o facto de apresentarem uma placa amovível para observar e fotografar, a cada momento, o resultado dos efeitos da compressão. Essa possibilidade melhorava a percepção da evolução do processo e das estruturas formadas ao longo do tempo. Certamente, deste modo, Cadell terá percebido a relação genética entre falhas e dobras.

Na mesma época, Bailey Willis (1857-1949) estudava os Apalaches americanos como geólogo do USGS (United States Geological Survey). Contrariamente a Cadell, que utilizava, para simular materiais geológicos com comportamentos reológicos distintos, a argila molhada e a areia seca, Willis começou a aplicar também materiais dúcteis (e.g. misturas de terebentina e cera e de cera e gesso; fig. 96) nas suas experiências. O seu argumento era que, uma rocha, sendo rígida na realidade, quando sujeita às forças terrestres, comporta-se ductilmente *como uma vela* (Oreskes, 2007).

Para Willis, as leis da natureza eram aplicáveis quer à escala da Terra quer à escala da caixa de compressão; uma sequência sedimentar com muitos metros de espessura e uma pilha de leitos de areia com alguns centímetros, sob *compressão horizontal*, obedeceriam às mesmas leis se a tensão e a resistência fossem proporcionais (*ibidem*). Utilizou três variáveis: a espessura dos leitos, a carga (tensão normal), e a

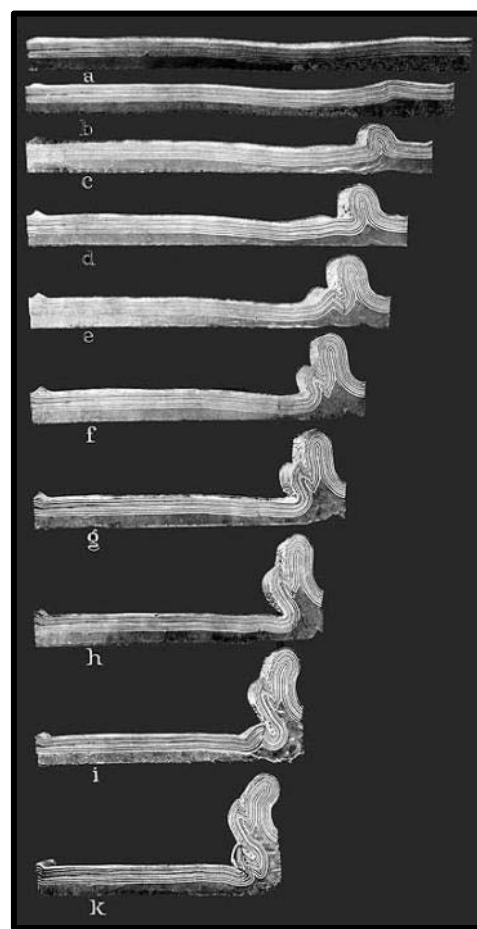


Fig. 96. Experiência de Bailey Willis sobre dobramentos
(in http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/06_pionniers/07a.htm (acedido em 18/08/2013). Apenas a camada basal tem uma composição diferente para localizar a deformação. A sequência de imagens dá ênfase ao processo.

viscosidade, para averiguar que, caso mantivesse as duas primeiras, fazendo variar a viscosidade dos materiais utilizados, faria variar a deformação. Por fim, quis perceber a relação entre a formação inicial das dobras e a existência de irregularidades.

Bailey Willis controlou parâmetros como a temperatura, a pressão e a profundidade, para que, em laboratório, os materiais tivessem um comportamento semelhante ao que se verifica na realidade. Para tal, misturou cera de abelha, “gesso de Paris” e essência de terebentina em diferentes proporções, de acordo com a profundidade de cada estrato na sequência sedimentar (in http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/06_pionniers/07a.htm, acessado em 18/08/2013) para além de assegurar uma temperatura constante ao longo de cada experiência para que as características dos materiais não se modificassem. No entanto, foram endereçadas críticas ao seu trabalho, principalmente, quanto ao excesso de carga de chumbo que aplicava para simular a pressão litostática, e que, na realidade, correspondia a uma espessura de sedimentos superior a 100 quilómetros (Hubbert, 1937), bem como a algumas cavidades que se formavam ao nível das dobras, provocadas pelo descolamento entre as camadas, que não correspondiam à realidade (Oreskes, 2007). Apesar disso, Bailey Willis contribuiu para a evolução da experimentação na direção de um maior rigor ao considerar que: *i)* as leis (físicas) a que obedeciam fenómenos reais e simulados tinham que ser as mesmas; *ii)* as rochas tinham que ter comportamentos reológicos diferentes - frágil e dúctil; *iii)* a viscosidade e a espessura dos leitos influenciavam a deformação.

Estes dois cientistas experimentadores, Henry Cadell e Bailey Willis, ao mostrarem fotogramas para divulgar os resultados das suas experiências, permitiram pela primeira vez a reprodução visual de grande parte do processo, evidenciando melhor (do que uma simples imagem final) o tempo durante o qual decorre o processo análogo, apesar de se tratar, como é evidente, de um tempo muito diferente do real (Brandstetter, 2011). Para além disso, colocaram em evidência os vários passos de um processo análogo que mimetiza um processo real, do qual só temos indícios da fase final (os afloramentos).

1.2. A experimentação análoga no período “entre Guerras” e pós-segunda Guerra

Na primeira metade do século XX, principalmente no período entre guerras mundiais (1914/1918 e 1939/1945), os cientistas, apesar de continuarem a investigar a formação de montanhas e estruturas associadas (Graveleau *et al.*, 2012), alargaram a diversidade de processos geológicos estudados. São exemplares, por ainda hoje servirem de referência (*e.g.* Corti *et al.*, 2012; Graveleau *et al.*, 2012, Mutti *et al.*, 2009) os trabalhos sobre: as correntes de turbidez de Philip Kuenen (1937), as falhas de desligamento de Hans Cloos e Riedel (1928 e 1929, respetivamente), os diapiros salinos de Escher e Kuenen em 1929, bem como os estudos sobre o vale do Reno, por Hans Cloos (1929-1930) mas, neste caso, de tectónica distensiva

(Cloos, 1954). Diversos princípios físicos foram estabelecidos por estes cientistas que, são hoje, ainda, aplicados e referidos por quem faz investigação científica na área.

Por outro lado, surgiram os trabalhos de David T. Griggs, em 1939 e novamente Philip Kuenen em 1936, sobre a dinâmica dos fundos oceânicos. Estes trabalhos desenvolvem-se numa outra linha investigativa, na época de grande discussão sobre a *Teoria* da Deriva Continental, reavivada depois da morte do seu autor, Alfred Wegener, em 1930. A controvérsia entre fixistas, defensores da existência de pontes entre os continentes, e mobilistas, bem como o desenvolvimento de tecnologias, levou à investigação dos fundos oceânicos após a Primeira Guerra Mundial, e não só após a Segunda, como frequentemente é referido (Oreskes, 1999; 2007). Os dados obtidos conduziram à construção de novos modelos científicos, que foram testados através desses novos modelos experimentais. Por sua vez, os resultados destes modelos tiveram alguma influência sobre o conhecimento da dinâmica interna da Terra e, mais tarde (anos 60-70) na formulação da Teoria da Tectónica de Placas.

A par dos novos trabalhos e modelos, são estabelecidas leis de escalas (Koenigsberger e Morath, 1913; citados por Graveleau *et al.*, 2012; Maillet e Blondel, 1934 citados por Brandstetter, 2011; Hubbert, 1937) que, geralmente, derivam de outras já aplicadas pelos engenheiros na construção de modelos hidro e aerodinâmicos (*e.g.* Hubbert, 1937). As leis de escalas permitiram dimensionar os modelos geológicos, reduzidos face aos fenómenos que representam, não só quanto às dimensões, mas também quanto à resistência dos materiais e ao tempo durante o qual decorreram. Este assunto será abordado com maior detalhe no item 2 deste capítulo. Integramos ainda neste item alguns dos trabalhos desenvolvidos no pós-segunda guerra mundial, por M. King Hubbert (1951), Ernst Cloos (1955) e Hans Ramberg (1967) por, de igual modo, refletirem, uns mais que outros, algumas preocupações quanto à aplicação de leis de escalas e às limitações dos modelos.

1.2.1. A experimentação como constrangedora de hipóteses: Kuenen

Philip Kuenen (1902-1976) foi, segundo Oreskes (2007), um dos mais versáteis geólogos do século XX. Terá começado a sua carreira na expedição holandesa *Snellius*, à Indonésia, nos anos 29-30, e sempre se interessou por Geologia Marinha e por Geologia Experimental. Assim, não terá sido por acaso que se iniciou na construção de modelos à escala para simular fenómenos submarinos, entre eles, os sedimentares.

Kuenen terá ficado conhecido por ter provado experimentalmente a existência de correntes de turbidez associadas aos canhões submarinos. E, contra quem se opunha ao seu método de trabalho e colocava em destaque a falta de realismo nos modelos, respondia que a experimentação ajudava a constranger as várias hipóteses (Oreskes, 2007).

Construiu um tanque de vidro estreito e inclinado com uma caixa em madeira por cima. Desta era derramada uma suspensão de água e lama, com elevada densidade. Quando a caixa se abria, a lama fluía como uma corrente de turbidez (fig. 97). Após os resultados da experiência, Kuenen conseguiu responder às diversas questões que tinha colocado sobre as correntes de turbidez e, explicar materiais e estruturas associados, como a estratificação gradada ou as marcas de ondulação (*ripples marks*) que conseguiu reproduzir (*ibidem*, p. 107). É claro que, neste caso, tratava-se da imitação de um processo externo atual, tornando-se mais fácil

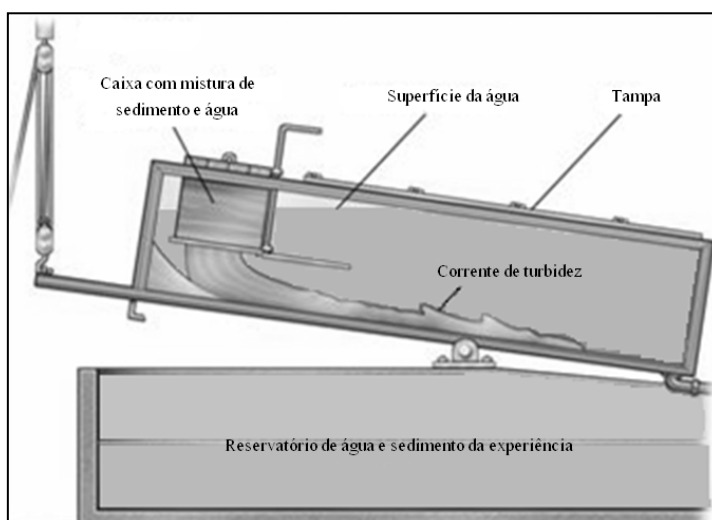


Fig. 97. Aparato experimental utilizado por P. Kuenen (1937), para simular as correntes de turbidez (adaptado de http://gomyclass.com/geology10/files/lecture6/html/web_data/file70contents.htm, acedido em 18/08/2013). O reservatório serve para recolha dos materiais (água e sedimentos) da experiência.

convencer os incrédulos. Com efeito, Kuenen conseguiu responder a todas as questões/ hipóteses (*ibidem*, p. 106) que tinha colocado e que lhe permitiram transformar uma hipótese geral, sobre a formação de correntes de turbidez, numa teoria. Para além disso, este tipo de correntes e os sedimentos que transporta, os turbiditos, tornaram-se bastante importantes para compreender a formação dos prismas acrecionários e das zonas externas das cadeias de montanhas.

Este modelo experimental de Kuenen continua atual pois modelos semelhantes são ainda utilizados para explicar e estudar as correntes de turbidez (e.g. <http://hydrolab.illinois.edu/conf/mhg50//media/?q=conf/mhg50/media>, acedido em 18/08/2013).

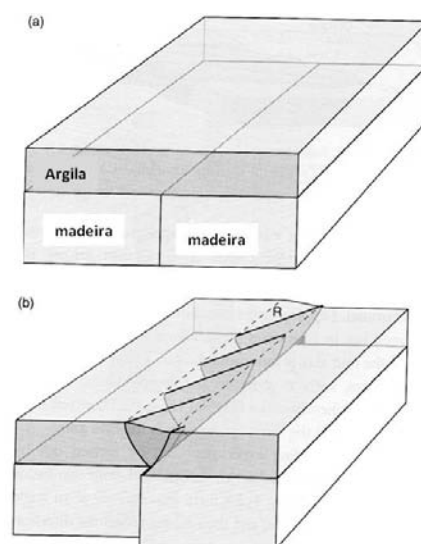
1.2.2. Os trabalhos de Hans Cloos (e Riedel)

Há estruturas geológicas que se desenvolvem a diversas escalas, sendo a sua modelação também independente da escala. É o caso de algumas estruturas associadas a movimentos de desligamento (*strike-slip* em inglês) como as fraturas de *Riedel* e as bacias de *pull-apart* (Aydin & Nur, 1982). Estas últimas só foram modeladas a partir dos anos 80 do século XX, contrariamente às primeiras cujo estudo experimental teve início nos anos 20 do mesmo século, primeiro por Hans Cloos, em 1928, e depois por Riedel, em 1929. Terá sido Cloos que, ao verificar a formação sistemática de um determinado padrão de falhas nas suas

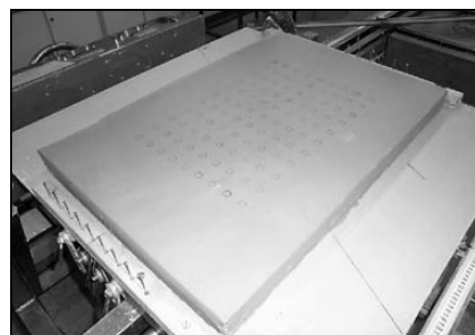
experiências de desligamentos, propôs que Riedel desenvolvesse um estudo quantitativo (Dennis, 1988; p. 142).

As experiências de Cloos e Riedel, com “caixas de cisalhamento” (*shear box* no original), ainda hoje são usadas e citadas. O equipamento consiste em dois blocos rígidos de madeira cobertos por uma camada de argila (fig. 98). Os blocos, movendo-se horizontalmente, transferem a tensão à camada de argila sobrejacente, induzindo-lhe uma deformação progressiva (Fossen, 2010). Contrariamente ao que se poderia eventualmente prever, ou seja, a formação de uma simples falha, forma-se uma zona que compreende uma série de fraturas subsidiárias. Assim, o movimento dos blocos da base induz a formação de uma zona de cisalhamento na cobertura (Price & Cosgrove, 2005). As falhas formadas foram classificadas com base na sua direção e sentido por comparação com a tendência principal da zona de desligamento. As primeiras fraturas a formar-se designam-se por fraturas de cisalhamento *de Riedel* ou simplesmente, fraturas R (fig. 98 A); formam um baixo ângulo com a direção das falhas principais da zona de cisalhamento. Conjugadas com elas mas, posteriormente, surgem as fraturas R' que formam um elevado ângulo com a direção da deformação principal e têm um sentido oposto, sendo, por isso, designadas como antitéticas (Fossen, 2010). É este modelo que continua a ser utilizado, mas com maior grau de complexidade em termos mecânicos. É aplicado o mesmo material - argila molhada -, por cima de dois blocos que se movimentam horizontalmente, um em relação ao outro (*e.g.* Atmaoui *et al.*, 2006).

Os trabalhos de modelação análoga desenvolvidos por Hans Cloos (1885-1951), foram muito diversificados, sendo considerados por Hubbert (1937) como os melhores até à altura, por serem realizados de acordo com um critério de similaridade por dedução, com aplicação de alguns métodos quantitativos. Hubbert (1937) destaca ainda que Hans Cloos: *i)* conseguiu, nos seus modelos, uma grande semelhança com as estruturas estudadas no campo, *ii)* usava como material principal, uma mistura de água e argila que tinha “[...] a consistência de um creme espesso” e, que permitia “[...] a fraturação em blocos tão pequenos que a deformação parece ser contínua” (*ibidem*, p. 1518). A estes cuidados acresce-se o relativo ao tempo em



A



B

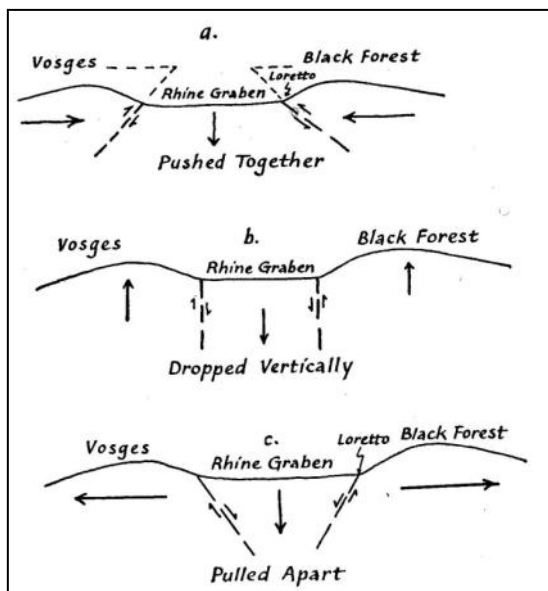
Fig. 98. Mecanismo de cisalhamento simples (A e B), utilizado por Riedel e na atualidade (Atmaoui, 2006). Os princípios básicos do atual (B) são os mesmos que Cloos e Riedel terão estabelecido no início do século XX. R-fraturas de Riedel.

a) Antes da movimentação;
b) pós-movimentação.

que decorre a modelação. A simulação experimental da depressão tectónica do Vale do Reno (fig. 99), desenrolou-se a uma taxa de milímetros por hora, durante um dia pelo menos, “[...]correspondendo aos movimentos muito lentos da Terra” (Cloos, 1954; p. 312).

A formação do graben do Vale do Reno foi um dos trabalhos mais significativos de Hans Cloos em Geologia Experimental. Através dele, conseguiu resolver um problema que há muito lhe ocupava a mente e que veio a revelar-se importante para a futura Teoria da Tectónica de Placas. Hans Cloos tinha, de acordo com os seus dados de campo, colocado três hipóteses (fig. 99 A) para explicar a formação tectónica do Vale do Reno, *inclinando-se* mais para a última hipótese (c na fig. 99 A). As três hipóteses justificavam a formação do Vale devido à movimentação de falhas que o limitam de cada lado, sendo que a atitude e o tipo de movimentação das falhas distinguia as três hipóteses. No primeiro caso, tratava-se de falhas inversas, no segundo, verticais e, no terceiro, normais, provocando em qualquer dos casos, o abatimento do bloco central correspondente ao graben do Vale do Reno. A confirmação de que o Vale se tinha formado pela razão sugerida por Cloos na terceira hipótese, só foi possível depois de uma longa espera pela abertura de um túnel que atravessava o bloco da Floresta Negra (*Black Forest* na figura 99 A) e, cuja construção demorou a ser concretizada devido ao despoletar da primeira Guerra Mundial (o projecto foi apresentado em 1910 e só após alguns anos depois do final da Guerra de 1914-1918, seria retomado). Com efeito, em 1929, depois de várias visitas ao túnel, Cloos conseguiu, finalmente, observar e determinar a atitude da falha do Loretto (fig. 99 A). Ela mergulhava para Oeste com uma inclinação de 55° no sentido oposto ao da montanha (da Floresta Negra). A observação de estrias permitiu-lhe confirmar que a falha era normal, resolvendo o problema que tinha colocado à partida. Porém, para tentar perceber se outras depressões do globo, como o graben do Vale do Reno, poderiam ter sido geradas por *expansão crustal* (Cloos, 1954, p. 311), resolveu *imitá-las* utilizando, para o efeito, um modelo experimental com argila (fig. 99 B) que, na sua opinião, correspondia, à escala, às condições da crosta terrestre. O modelo provou que a formação de grabens por extensão é um conceito válido, que as falhas que delimitam os grabens são falhas normais e, que as mesmas parecem bifurcar no eixo do graben (Dennis, 1988, p. 142).

Hans Cloos é, hoje, considerado um pioneiro dos trabalhos sobre processos de *rifting* continental (Corti, 2012), estando para este tipo de processo, como Hall está para os processos compressivos, mas com mais rigor, como facilmente se deduz.



A



B

Fig. 99. A- As três hipóteses (a, b e c) colocadas por Hans Cloos, para tentar explicar a formação do Vale do Reno. Imagem de Cloos (1954).

B- Modelo de graben de Hans Cloos exposto no Geographisches Institut der HU Berlin (imagem retirada de <http://www.universitaetssammlungen.de/modell/1315#galerie>).

Para além deste contributo para a evolução da tectónica em geral, e da tectónica experimental, em particular, Hans Cloos, apesar de duvidar da *Teoria* da Deriva Continental de Wegener, considera-a entusiasmante, referindo que os continentes são *blocos suturados* e, que essas suturas marcam limites entre domínios geológicos distintos (*ibidem*, referindo Cloos, p. 142).

Em suma, os trabalhos de Hans Cloos deixaram muitos alicerces para a futura Teoria da Tectónica de Placas.

1.2.3. Experiências dos *mobilitas* Kuenen e Griggs

Outros trabalhos experimentais viriam a fornecer pistas sobre os mecanismos responsáveis pelos movimentos da crosta terrestre, muito antes da Teoria da Expansão dos Fundos Oceânicos ser proposta por Harry Hess através da publicação do seu livro *History of Ocean Basins* (1962).

Durante os anos 20 e o princípio dos anos 30, do século XX, foram realizadas várias expedições oceânicas para medir a gravimetria das rochas dos fundos oceânicos, antes completamente desconhecida (Oreskes, 1999). O método foi desenvolvido primeiro por Vening Meinesz (1887-1966), um geofísico holandês. As medições resultantes tiveram grandes repercussões nos modelos tectónicos da época (Moore & Twiss, 1995). Quer na zona das Caraíbas, quer na Indonésia, foram detetadas anomalias gravimétricas negativas que coincidiam com grandes depressões oceânicas, as fossas. Quem as detetou, ficou com a ideia de que nessas zonas, a crosta se enrolava afundando-se no manto, como resposta à compressão horizontal. Harry Hess (1906-1969), geólogo americano, em 1933, deu o nome de *tectogene* ao conceito proposto (fig. 100).

A acumulação de sedimentos na depressão poderia, eventualmente, sofrer deformação e levantamento, originando cadeias de montanhas (Oreskes, 1999). Para testar a ideia, Philip Kuenen, também holandês e colega de Vening Meinesz, utilizou um equipamento muito simples: um aparato em vidro preenchido com camadas horizontais de parafina, vaselina, óleo mineral e água morna (fig. 101) e, equipado com traves laterais para gerar compressão horizontal (Oreskes, 1999; 2007). A viscosidade dos materiais e a taxa de compressão eram os dois fatores

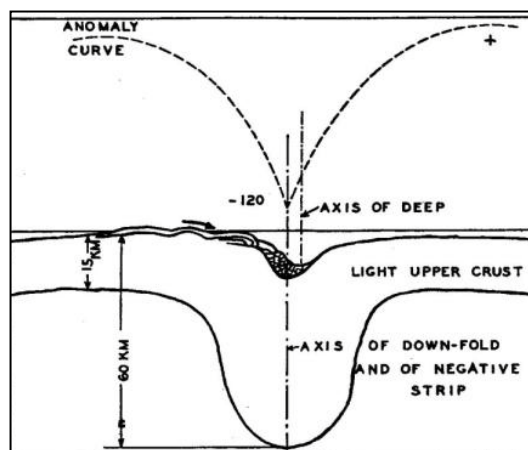
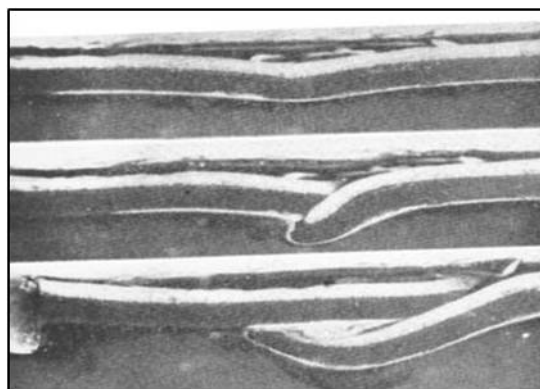
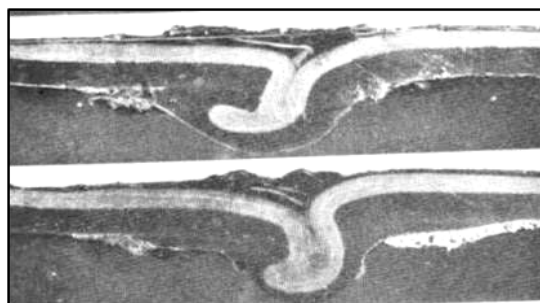


Fig. 100. Modelo conceptual do *tectogene* (Harry Hess, 1933/1938).



A



B

Fig. 101. Modelos experimentais de Kuenen, 1936. [retirado de Oreskes, 1999]. Dependendo da viscosidade ou da taxa de compressão acontecia sobreposição relativa de partes da crosta (A), ou simétricos e assimétricos enrolamentos da crosta para o interior do manto (B).

que causavam as sobreposições relativas de partes da crosta ou o seu enrolamento e afundamento no manto (fig. 101). Kuenen não presumiu, a partir dos resultados da experiência, ter provado a existência de *tectogenes*, referindo apenas que, quando as condições experimentais são adequadamente selecionadas tornam-se válidas para avaliar os pressupostos teóricos e delinear futuras investigações (Oreskes, 1999).

A respeito do rigor introduzido nas suas experiências, Philip Kuenen é elogiado por Hubbert (1937). Este considera que ele utilizou os materiais *corretos* como parafina e vaselina, por apresentarem um comportamento reológico análogo aos materiais geológicos.

Em 1939, David Griggs (1911-1974), geofísico americano, certamente influenciado pelas experiências do *tectogene* de Kuenen, pelo modelo da convecção no manto de Arthur Holmes (publicado em 1929; *e.g.* Oldroyd, 2011) e, também por Harry Hess que, em 1937, no Congresso Internacional de Geologia em Moscovo, propôs a hipótese de o *tectogene* estar relacionado com a formação de montanhas (Twiss & Moores, 1995), construiu um novo modelo experimental. Seguindo a metodologia de Kuenen em alguns aspetos, o modelo experimental de Griggs, difere noutros. Aplicou a teoria de Hubbert (1937) para o cálculo da viscosidade dos materiais utilizados no modelo. Mas, em vez de utilizar um processo de compressão horizontal como na experiência de Kuenen, colocou cilindros para simular a convecção no *manto* (Oreskes, 1999, p. 251).

No modelo construído por Griggs (fig. 102), a glicerina representava o manto – mais denso, enquanto uma mistura de óleo e serradura representavam a crosta – menos densa. Apesar das correntes no modelo descrito por Holmes, serem geradas por diferenças térmicas, as correntes no modelo de Griggs eram geradas de forma mecânica, no entanto, segundo ele, o efeito seria o mesmo. Movendo os dois cilindros em sentidos opostos, com alguma velocidade, Griggs verificou que a camada de óleo e serradura sofria estiramento, tornando-se mais espessa e sendo *empilhada* nos bordos do modelo. No entanto, se a velocidade de rotação de um dos cilindros diminuísse, a *crosta* seria puxada para baixo, formando o que Hess designava como *tectogene*. Esta estrutura correspondia à ideia clássica do geossinclinal e, que, mais tarde, viria a ser interpretada como a fossa da *zona de subducção*.

Se o movimento parava, verificava-se que o material da simulada crosta ascendia de novo por ser menos denso (Oldroyd, 1996). Griggs relacionou a temperatura com a velocidade da convecção mantélica e esta com a formação de montanhas, algo que faz lembrar as condições para a deformação dos prismas acrecionários em zona de convergência de placas, apesar de Griggs ainda se situar, em termos concetuais, na Teoria do

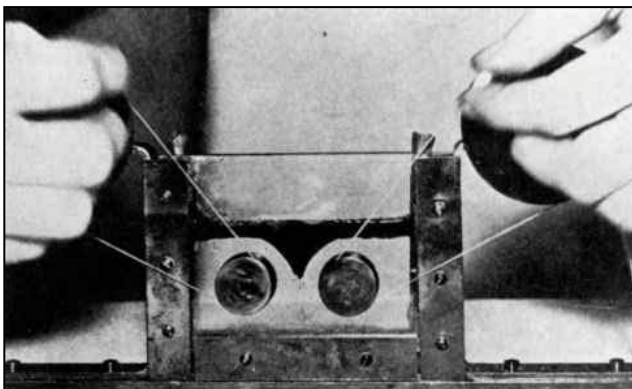


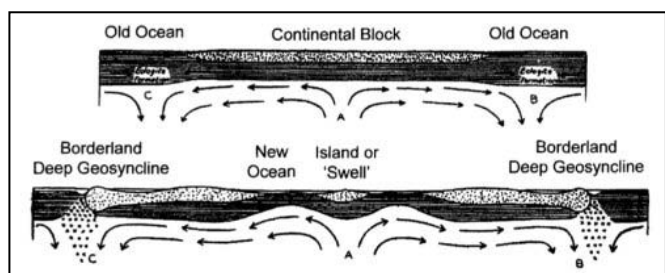
Fig. 102. Modelo experimental de Griggs (1939) para simular as correntes de convecção de Holmes.

Geossinclinal.

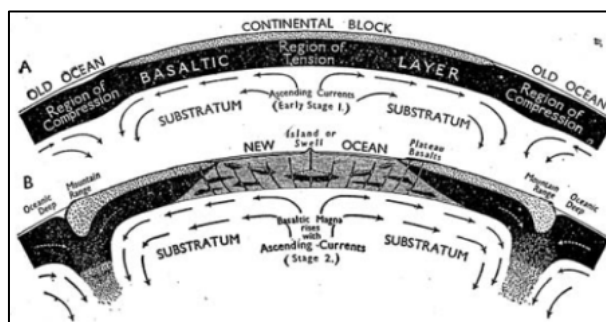
Assim, com este modelo, David Griggs considerou ser possível a relação de causalidade entre as correntes de convecção térmica, que possam existir no manto, e a formação de cadeias de montanhas. No entanto, ele próprio ressalva que as deduções são puras especulações, mesmo considerando que o modelo está a uma escala *dinamicamente similar* por ter quantificado a viscosidade de acordo com a teoria de Hubbert (Oreskes, 2007, p. 110). Refere ainda que uma corrente de convecção pode operar a uma escala de tal dimensão capaz de abranger toda a área do Oceano Pacífico. Em suma, Griggs concluiu, com base nos dados experimentais que obteve, que as correntes de convecção térmicas do manto são responsáveis pela distribuição, estrutura e periodicidade dos episódios de formação de montanhas na crosta terrestre (Getting e Cristhie, 1994).

O modelo experimental de Griggs foi elogiado por Harry Hess, ao considerar que o mesmo consegue sustentar a existência dos relevos negativos junto aos arcos insulares, pois a “[...] resistência dos materiais e a taxa de aplicação das forças é ajustada à escala do modelo” (Oreskes, 1999).

Por sua vez, Arthur Holmes, em 1944, propôs o modelo de convecção térmica do manto com algumas alterações relativamente ao que tinha apresentado em 1929 (fig. 103), tendo por base os dados que foram então recolhidos em diversas investigações, entre as quais se destacam os modelos de Griggs (Bullard, 1975; p. 17). É de ressaltar que a figura 103 A (de 1965; Oldroyd, 2011) que representa o modelo de 1929 foi ligeiramente alterada face à original. Mas, como se pode constatar, o modelo de Holmes de 1944 já contém as cadeias de montanhas *laterais* bem como as fossas oceânicas.



A



B

Fig. 103. Modelos da convecção mantélica por Arthur Holmes. A- 1929 (publicada em 1965); B- 1944 (Retirado de Oldroyd, 2011).

Parece-nos, assim, que os modelos experimentais de Griggs foram precursores em duas áreas distintas: nos princípios que segue, ao introduzir um maior rigor, utilizando materiais de comportamento reológico mais próximo do das rochas, à escala do modelo, que se vinha intensificando nos trabalhos de Kuenen, Nettleton e Cloos (referidos por Hubbert, 1937); e na tectónica em si, ao introduzir mecanismos, estruturas, e a própria relação entre eles nas suas experiências, que viriam, mais tarde (anos 60-70), a ser abordados de uma forma mais clara e igualmente global, na Teoria da Tectónica de Placas. Os modelos de

Griggs permitem, por outro lado, perceber o papel que a modelação análoga tem na sustentação dos modelos científicos e das próprias teorias.

Após uma época em que, apesar da evolução da modelação análoga, muitas críticas tinham sido feitas devido a artifícios utilizados e a aspetos dos modelos muito díspares da realidade (Hubbert, 1937), intensificou-se a utilização de materiais que reflete a aplicação de leis de escalas para quantificação da dimensão e da resistência dos materiais, tendo igualmente em conta a influência do tempo durante o qual decorreu o processo. A este facto não é indiferente a influência que Hubbert (1937; 1951) terá tido na discussão do comportamento reológico das rochas ao longo do tempo. Como o próprio refere, o problema de a superfície terrestre ser composta por rochas rígidas, mas que deformadas pareciam constituídas por materiais “fracos” e plásticos, tinha sido um problema discutido por mais de um século. Para agravá-lo, enquanto os dados sísmicos e astronómicos sugeriam que os materiais terrestres eram rígidos, as estruturas geológicas como as grandes dobras e os grandes carreamentos, sugeriam que eram não só rígidos mas também plasticamente deformáveis. Hubbert resolveu o problema com a solução encontrada nas escalas de tempo e de espaço. Para ele a rigidez é dependente do tempo e do espaço e, nesta linha de pensamento, os modelos experimentais da época exageravam a rigidez da superfície terrestre. Hubbert até dá razão a Wegener por este ter utilizado a analogia do pau de lacre, que ia deformando com o tempo sem perder a rigidez (Oreskes, 1999; p. 224, citando Hubbert, 1945).

1.2.4. Estudos de pequena escala: falhas por (Ernst) Cloos e Hubbert, *boudins* por Ramberg

Tal como no século XIX, no século XX foram igualmente importantes os trabalhos de menor escala, nomeadamente, a simulação de fraturas, utilizando materiais com comportamento frágil, como areias e argilas, para sustentar regularidades naturais. A preocupação com as leis de escalas, também é evidente, adotando-se alguns dos procedimentos sugeridos pela teoria de Hubbert (1937).

Em 1955, Ernst Cloos (1898-1974), o irmão mais novo de Hans Cloos, fez uma síntese sobre a importância, origem e formação de falhas (fig. 104), realçando a interpretação dos resultados das suas experiências (e das inúmeras realizadas pelo irmão), aplicando-os a exemplos reais regionais que enumera. Por outro lado, dá conselhos sobre a execução das experiências, principalmente quanto à necessidade de o modelo representar o objeto que o geólogo estuda, exigindo-se que não esteja “fora de escala” (p. 256). A este propósito, e reportando-se ao artigo de Hubbert (1937), refere que a redução da escala e o tempo envolvido na deformação exigem uma redução proporcional da resistência dos materiais usados se o modelo estiver de acordo com o objeto natural. Deste modo, considera que, em laboratório o “[...] granito

transforma-se em argila mole”. Considera, como outros, que a argila é um excelente material porque através da adição de água, podem ser modificadas as suas propriedades físicas. Refere ainda a vantagem de os materiais utilizados nas suas experiências serem acessíveis e baratos (p. 242 e 243).

Quanto aos fatores humanos, Cloos chama a atenção para a persistência que o experimentador deve ter. Assim, caso não resulte à primeira, aconselha que a experiência seja repetida para que se encontrem as relações causa-efeito (*ibidem*, p. 242). Elege, como o equipamento mais essencial, uma “imaginação muito viva” (Cloos, 1955).

Nesse artigo (*ibidem*) Cloos começa por simular fraturas de cisalhamento contrastando um regime em que se associa a deformação rotacional com outro em que a mesma não é induzida. Coloca argila húmida, com dois *dedos* de espessura em cima de um “pano de fio” quadrado que, por sua vez, é puxado pelos dois bicos (fig. 104) para evitar a deformação rotacional. A argila tinha a consistência de “manteiga mole” e foi pressionada por uma coluna de 16 a 20 polegadas (1 polegada corresponde a $\approx 2,54$ cm). Uma ou mais circunferências foram impressas na superfície para se “[...] poder determinar a quantidade e a direção da deformação” (*ibidem*, p. 243). A deformação contínua transforma a circunferência em elipse, provoca a formação de fraturas e falhas conjugadas. Se continuar a deformação, o ângulo entre os dois conjuntos de falhas aumentará, refere Mattauer (1973) comentando estas experiências de Cloos. No caso de rotação externa, verifica-se que se produzem os mesmos fenómenos mas que um conjunto de falhas se desenvolve melhor que o outro.

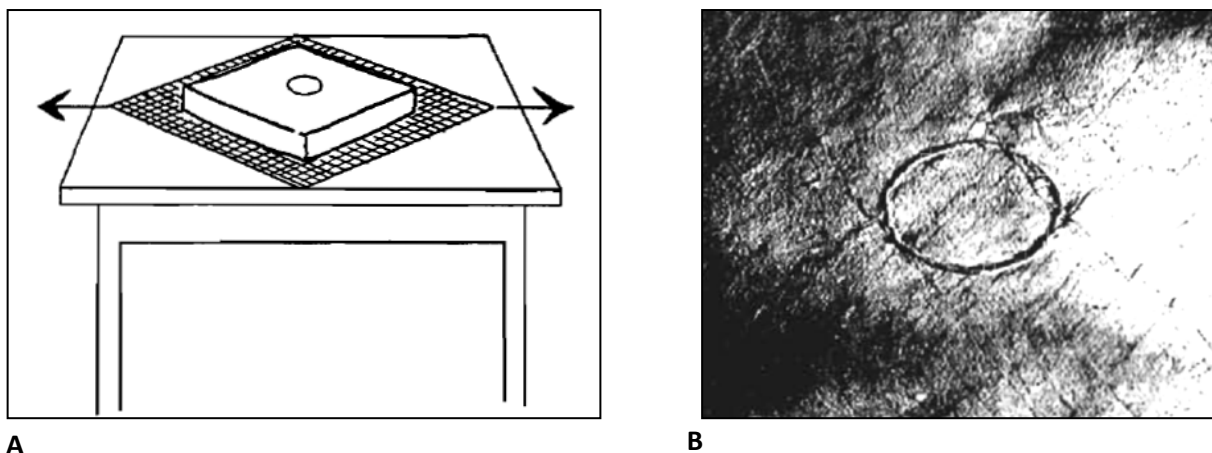


Fig. 104. Experiências de deformação não rotacional (Cloos, 1955).

A- Argila em cima de pano extensível.

B- Fraturas de cisalhamento. Destaca-se a elipse deformada. Ernst Cloos (1955) já utilizava técnicas de impressão (círculos) para determinação da quantidade e direção da deformação (p. 243).

Mattauer (1973) referindo-se aos mesmos trabalhos, faz notar que a deformação contínua produzida nas experiências, indutora da rotação interna das falhas, tem pouca importância nas redes de falhas de desligamento conhecidas, pelo que estes modelos são aplicáveis apenas a um tipo particular de desligamento. Porém, apesar de elementares, estas experiências foram a base para as melhorias que se

fizeram posteriormente, utilizando mesas de deformação com a quantificação da mesma (Mattaue, 1973; p. 66).

A argila molhada foi, de facto, o material eleito pelos irmãos Cloos para as suas experiências, mas que, ainda hoje, continua a ser utilizado, especialmente em experiências de desligamento (*e.g.* Atmaoui *et al.*, 2006).

Contrariamente aos irmãos Cloos, Hubbert, em 1951, optou por areias. Porém, concluiu que mesmo num “[...] material incompetente como a lama mole[...]”, o ângulo de inclinação das falhas normais, obtido nos modelos de grabens de Hans Cloos, é de cerca de 50° (p. 358). Este valor está próximo do das falhas reais, concluindo que os mecanismos que operam na natureza e nas *caixas de areia* devem ser os mesmos.

Hubbert (1951) baseou-se nas experiências que outros já tinham feito com caixas de areias para simular a formação de falhas, mas utilizando um modelo que permite simultaneamente formar falhas normais num compartimento e falhas inversas no compartimento contíguo, separados por uma placa de metal. Esta ao ser acionada por um mecanismo, produz distensão num compartimento e compressão no outro (fig. 105).

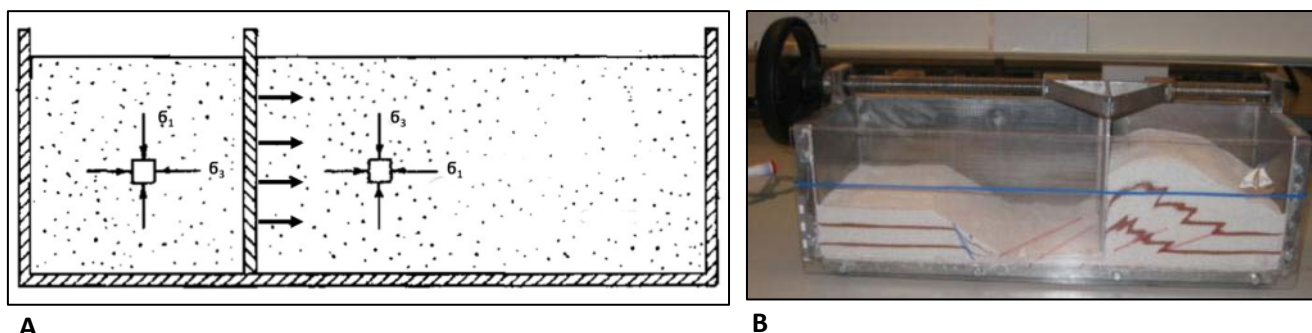


Fig. 105. Modelo de Hubbert (1951).

A- As tensões máximas σ_1 e mínimas σ_3 assumem direções diferentes nos dois compartimentos. No compartimento da esquerda, a areia é sujeita a distensão enquanto no da direita, a compressão (adaptado de Hubbert, 1951).

B- Réplica do modelo de Hubbert (1951), com areia branca e vermelha. Situação final depois da movimentação da placa central, da esquerda para a direita (propriedade do CCV de Estremoz).

Efetuiu uma série de experiências, teoricamente enquadradas do ponto de vista mecânico e matemático, em que obteve valores sempre muito semelhantes para os pendores das falhas inversas e das falhas normais. Após a apresentação dos resultados das várias experiências, Hubbert em 1951, não deixa de referir que qualquer geólogo de campo ficaria impressionado com a similaridade (geométrica) entre as falhas produzidas e as observadas nas rochas (p. 357). Não há só semelhança qualitativa entre as falhas na caixa e as reais; os valores obtidos para a sua inclinação são muito semelhantes. Note-se que Hubbert (1951) se baseou em critérios de fraturação, definidos, primeiro por Coulomb e, posteriormente, por Mohr, provando que estes são aplicáveis, quer para as rochas quer para as areias. Consegue validar os dados obtidos na experimentação, relacionando-os com os dados obtidos por análise mecânica e matemática. Este

trabalho tornou-se numa das referências para a modelação análoga, principalmente no que diz respeito às experiências que utilizam areias como análogo das rochas supracrustais.

Outro dos trabalhos realizados na mesma época sobre estruturas de pequena escala é o de Hans Ramberg (1917-1998), sobre “Natural and Experimental Boudinage and Pinch- and- Swell Structures”, em 1955. Não era claro, para toda a gente que estudava *boudinagem*, qual a direção da força responsável pelo processo. Era consensual que a formação de *boudins* (no francês original significa salsicha) (fig. 106) acontecia quando uma camada litológica mais competente, ou seja, mais frágil, se encontrava limitada acima e abaixo por rochas mais incompetentes, ou seja, com um comportamento reológico mais dúctil (Ramberg, 1955). Além disso, era comum aceitar-se que o estiramento paralelo às camadas provocava rutura das rochas mais frágeis, levando à fluência plástica das mais dúcteis. Segundo Ramberg (*ibidem*, p. 517), esta era a visão apoiada nas suas observações de campo. Porém, esta visão contrariava a ideia de outros investigadores, de que seria uma força compressiva paralela à estratificação a provocar semelhantes estruturas.

É a compressão perpendicular à estratificação, segundo Ramberg (1955), que provoca a formação de *boudins* (fig. 107 A) e, que seria apoiada pelos seus dados de campo e experimentais. A deformação plástica das camadas faz-se do centro para a periferia, e a fluência plástica das camadas mais *incompetentes* cria tensão na camada *competente*. Ramberg pressupõe que a magnitude do escoamento está dependente de vários fatores, que enumera, considerando no entanto, que, em maioria, são desconhecidos. Apenas *tem a certeza* (por ter averiguado no campo e cujos dados experimentais parecem apoiar) que, estatisticamente, a relação entre a espessura e o comprimento dos *boudins* parece ser tal que os mais compridos serão mais espessos e que os mais pequenos serão mais finos.

Experimentalmente, Ramberg reproduziu *boudins* e estruturas em *pinch-and-swell*, em uma série de experiências simples (fig. 107), utilizando como materiais: uma massa de vidraceiro (*putty* no original inglês) para simular as rochas *incompetentes*, e vários tipos de argila “de moldar”, bem como plasticina e queijo para simular as rochas *competentes*. O comportamento reológico destes materiais é descrito através de uma abordagem relativa e qualitativa, reconhecendo que não foram feitas medições quantitativas das propriedades dos materiais utilizados tais como: a resistência, viscosidade ou elasticidade (*ibidem*, p. 518). Apenas quantifica a espessura das camadas sem aplicar leis de escalas. Refere também o mecanismo de compressão, constituído por duas placas rígidas que eram comprimidas perpendicularmente às camadas. No



Fig. 106. Boudins na Costa Alentejana (Almogrove). A camada de grauvaque apresenta fraturas preenchidas por quartzo entre os boudins.

final, procede à realização de cortes em secção, com uma lâmina de barbear (fig. 107 B), uma técnica que viria a generalizar-se mais tarde.

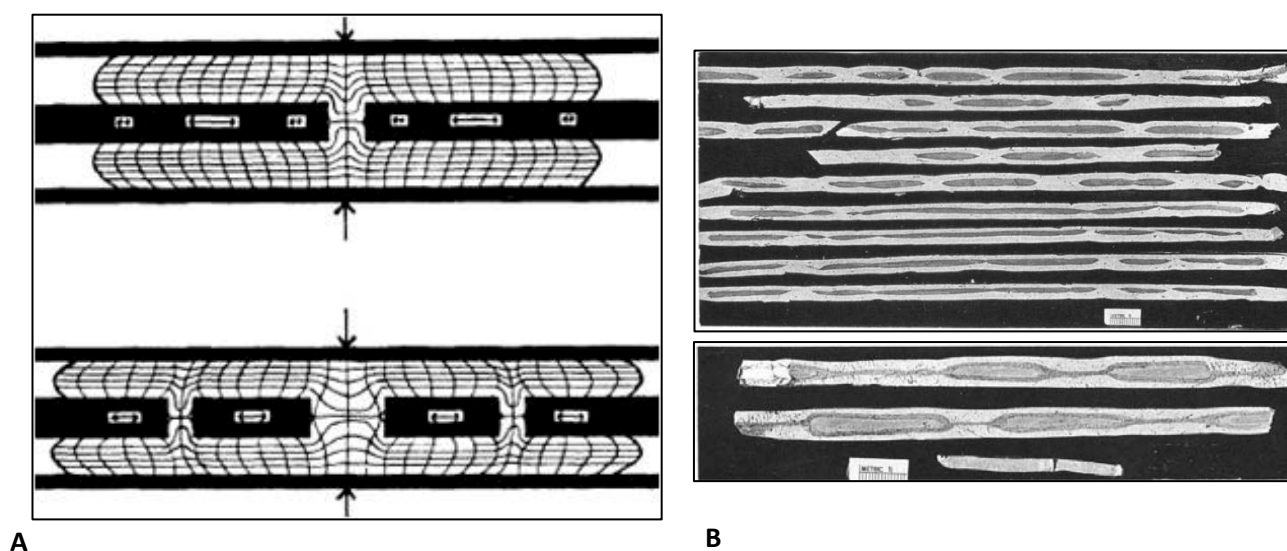


Fig. 107. Experiências de boudinagem e *pinch-and-swell* de Ramberg.

A- Esquemas de Ramberg (1955) que representam as duas últimas etapas do processo de formação de *boudins*. A camada a preto tem um comportamento mais frágil. A fluência plástica nas camadas mais dúcteis, resultante da tensão compressiva está representada pelas linhas perpendiculares ou quási-perpendiculares à estratificação.

B- Alguns dos resultados obtidos por Ramberg (1955).

O objetivo principal desta experiência foi o de reproduzir a formação de estruturas observadas no campo, neste caso, os *boudins*, tal como Hall e outros tinham feito. A análise matemática que é efetuada no artigo diz respeito apenas à mecânica das rochas sem qualquer preocupação de escala. Mas isso, não deve ser atualmente reprovável, fazendo parte da evolução do conhecimento.

Mais tarde, os estudos de Ramberg (1967) tornar-se-iam uma referência como os de Hubbert (1937) sendo frequentemente, mencionados em conjunto nos artigos de modelação análoga. Hans Ramberg (1917-1998) viria a destacar-se a partir dos anos 60 devido à utilização da centrífugadora nos trabalhos de modelação análoga, principalmente na Universidade de Upsala na Suécia, apesar do método já ser conhecido desde os anos 30, e utilizado em engenharia de minas (Scott, 1976). Os seus trabalhos, permitiram conhecer melhor o papel da gravidade na deformação dos materiais da crosta ou de toda a litosfera, já no âmbito da Tectónica de Placas (Schellart, 2002).

A utilização da centrífugadora baseia-se no princípio de que as forças centrífugas desempenham o mesmo papel nos processos modelados que a força da gravidade nos processos naturais (Schellart, 2002). Numa centrífugadora, é possível aumentar, vários múltiplos, o valor de aceleração da gravidade normal ($g_n = 9,8 \text{ ms}^{-2}$), à superfície da Terra, imprimindo uma determinada velocidade angular para um determinado raio. A vantagem é de permitir, por um lado, a modelação de processos em que a gravidade tem uma enorme influência na deformação como os que decorrem em zonas profundas da litosfera, por outro

modelar os processos que decorrem em função principalmente da força da gravidade. Face a outras técnicas, a maior vantagem desta é, de acordo com este autor (*ibidem*), a possibilidade de utilizar materiais com uma resistência relativamente elevada para processos que decorrem em zonas profundas da litosfera. Para a modelação de fenómenos reais que decorrem da diferença de densidades, e em que a gravidade tem influência na deformação dos materiais geológicos, como nos processos de diapirismo, esta técnica tem sido largamente utilizada (fig. 108). No entanto, algumas críticas foram feitas nomeadamente nos de diapirismo em que as camadas sobrejacentes se comportam, na realidade, de modo mais frágil. Os materiais utilizados no método descrito (fig. 108) não produzem falhas mas, simplesmente, fraturas “de tensão” (Weijermars *et al.*, 1993). Mas a maior desvantagem será o preço elevado dos equipamentos, para além de a experiência não poder ser visualmente registada, o que levou a que a modelação análoga seja hoje largamente desenvolvida em campo gravítico normal, com a utilização de materiais menos resistentes (Schellart, 2002).

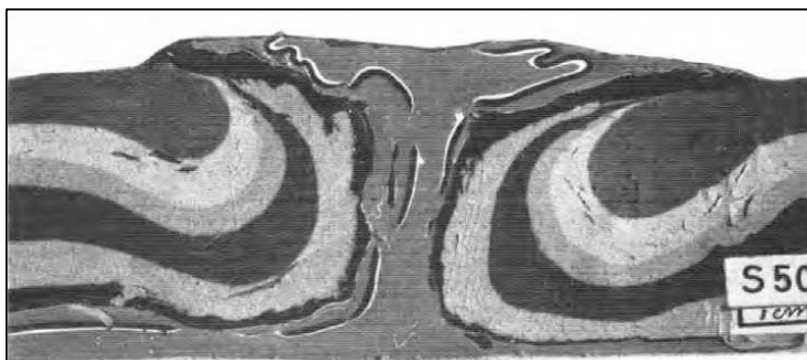


Fig.108. Modelo de diapiro obtido numa centrífugadora, com materiais com diferentes viscosidades: “pasta de pintor” em camadas de cores diferentes que foram rompidas e deformadas por uma “argila de moldar” (Ramberg, 1967).

1.3. A renovação do interesse na experimentação com a Teoria da Tectónica de Placas

A formulação da Teoria da Tectónica de Placas, despertou novo interesse na mecânica dos processos geológicos internos de larga escala, agora à *escala litosférica* e, consequentemente, na Tectónica Experimental (Ranalli, 2001; Gravelleau, 2012). Os processos compressivos, como a formação de cadeias de montanhas e os processos extensivos, como a formação de grabens e riftes, bem como a convecção mantélica, passaram a ter novas abordagens, essencialmente com novos mecanismos e materiais, enquanto a subducção, surgia como um *novo* processo. Contudo, em todos paira alguma inspiração enraizada nos trabalhos mais antigos.

As principais inovações registaram-se ao nível dos materiais análogos utilizados que uma maior exigência no rigor e o desenvolvimento da indústria química diversificaram. Para além das tradicionais areias, argilas e parafinas, surgiram as plasticinas, os silicones, as microsferas, entre outros.

Passou a aplicar-se, de forma sistemática, a teoria de Hubbert, transformando a modelação análoga, antes ferramenta descritiva, numa técnica quantitativa. Tornou-se mais eficiente e fiável para os estudos dos processos geológicos a diversas escalas, desde as microestruturas aos processos tectónicos de larga escala (Schellart, 2002).

Apresentamos, a seguir, alguns exemplos que ilustram como os modelos experimentais de processos de larga escala sofreram evolução e trouxeram inovação no âmbito da Tectónica de Placas: as zonas de subducção, os prismas orogénicos e a colisão continental. Para além da sua importância histórica, estes modelos também possuem valor didático pois, apresentados em sequência, permitem, por exemplo, contar parte de um ciclo de Wilson.

1.3.1. As experiências de subducção de Jacoby e Shemenda

Wolfgang Jacoby, em 1976, terá sido um dos primeiros a realizar experiências análogas de processos associados a placas tectónicas, neste caso sobre subducção (Ranalli, 2001; Shemenda, 1992). Em termos epistemológicos, é muito interessante o artigo de Jacoby (1976), por logo realçar o fraco conhecimento sobre os mecanismos mantélicos responsáveis pela deriva das placas litosféricas. Este fraco conhecimento é tradicionalmente considerado como a causa da não-aceitação da *Teoria* da Deriva Continental de Wegener, desde que foi exposta pelo seu autor, em 1912, até aos anos 60 do século XX. Naomi Oreskes (1999) defende não ter sido essa a causa que provocou o descrédito da *hipótese* de Wegener, mas os princípios metodológicos que, principalmente os geólogos americanos, utilizavam na época. Para confirmar o que defende, Oreskes destaca que, nos anos 60-70, o mecanismo causador da deriva dos continentes e/ou do movimento das placas litosféricas continuava desconhecido, porém, como se sabe, a Teoria da Tectónica de Placas e a mobilidade destas foi aceite pela comunidade científica.

O debate sobre os mecanismos e forças que movimentam placas e continentes efetivamente continua, 100 anos após a Teoria (ou hipótese) de Alfred Wegener ter sido comunicada, apesar de, atualmente, o conhecimento sobre eles ser muito maior.

Voltando a Jacoby, o mecanismo que simulou e em que ele acreditava ser o responsável pelo movimento das placas é, segundo o mesmo caracterizado pelo afundamento gravítico da litosfera na astenosfera, hoje designado em língua inglesa, por *slab pull* (Moore & Twiss, 1995) [o termo *slab pull* significa em português “puxão da placa”]. Para simular a litosfera e a astenosfera, utilizou parafina, um

material cujo comportamento reológico depende da temperatura. A parte mais superficial, por facilmente arrefecer e solidificar, simula a placa litosférica que devido à densidade e à convecção induzida (*vide* fig. 109) arrasta parte da placa que se encontra à superfície, contribuindo para a subducção.

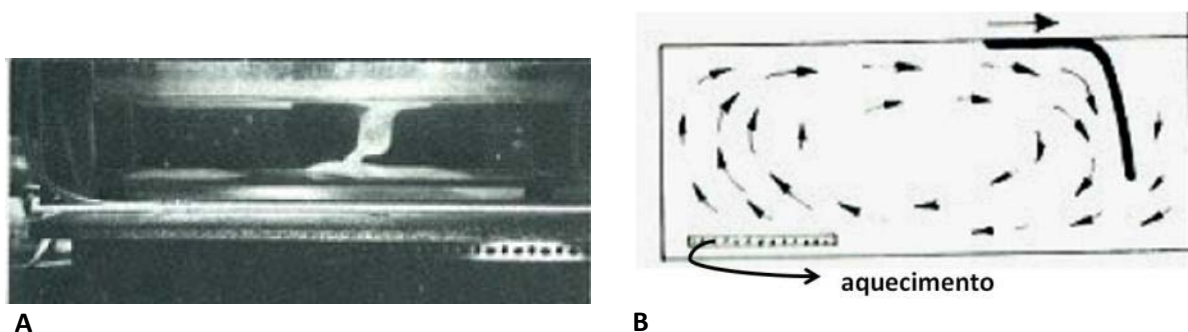


Fig. 109. Modelo de subducção de Jacoby (1976) utilizando parafina (A). Interação entre a camada pelicular e a “convecção forçada” (B).

Jacoby poderá ter sido influenciado pelas experiências de Griggs e, decerto as suas experiências terão servido de fundamento a outros (*e.g.* Shemenda, 1992). Estes introduziram outros fatores e outros materiais mais adequados para simular a estratificação reológica da litosfera, bem como a astenosfera, tornando-as mais análogas (*e.g.* Davy & Cobbold, 1991).

Alexandre Shemenda, em 1992 (fig. 110), começa, no seu artigo, por considerar três mecanismos como responsáveis pela movimentação das placas: *i)* a força induzida pelo material mantélico que ascende nas dorsais; *ii)* a ação das correntes de convecção astenosférica que produz tensão trativa na base da litosfera; *iii)* o afundamento

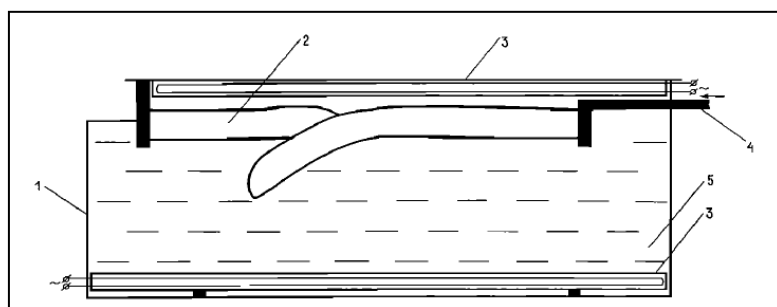


Fig. 110. Modelo de subducção de Shemenda (1992). 1- banho-maria; 2- “litosfera”; 3- aquecimentos ; 4- pistão cujo movimento provoca compressão lateral; “astenosfera”.

gravítico da placa litosférica na astenosfera ao nível das zonas de subducção. Os dois primeiros mecanismos são simulados pela aplicação local de compressão lateral através de um pistão rígido, sendo o terceiro, também modelado, através da utilização de uma mistura de diferentes materiais para simular a litosfera e de água para simular a astenosfera. Os aquecimentos, na base e no topo do modelo, permitiam que o sistema fosse mantido todo à mesma temperatura. Shemenda, nestas experiências, parece aplicar leis de escalas com algum cuidado, principalmente para produzir materiais que possuam *propriedades elástico-viscoplásticas*, que sejam fortemente dependentes da temperatura, ou seja, que deformem em diferentes intervalos de temperatura e de taxa de deformação *tal como as rochas* (*ibidem*, p. 11,098). Alguns

resultados destas experiências de subducção terão servido de estímulo para que outros dados fossem reexaminados (Ranalli, 2001).

Outros modelos, de outros experimentadores, se sucederam, utilizando areias e silicone putty para simular as zonas rígidas e dúcteis da litosfera. A primeira equipa a desenvolver este tipo de abordagens terá sido a equipa de Rennes (França) ao utilizar materiais com comportamentos reológicos distintos para simular as rochas (Schellart, 2002): materiais granulares (como a areia) que obedecem ao critério de fraturação de Coulomb (*e.g.* Krantz, 1991) para simular rochas rígidas, e materiais como xarope de glicose, mel ou silicone putty (*e.g.* David & Cobbold, 1991) para simular o comportamento dúctil das rochas.

1.3.2. A formação das zonas externas de montanhas associada à convergência de placas

A Teoria da Tectónica de Placas reacendeu o interesse nos processos de construção de montanhas, através do conhecimento mecânico que é, também, proporcionado pela modelação análoga (Graveleau *et al.*, 2012).

Os materiais granulares com pouca coesão já tinham provado ser os mais apropriados para a simulação de cadeias de montanhas nas chamadas *caixas de areias* (*e.g.* Hubbert, 1951). No entanto, iria surgir no final dos anos 70, princípio dos anos 80 do século passado, um novo tipo de equipamento, mais de acordo com a “nova” teoria global, associando a formação de montanhas, principalmente, das suas zonas externas, aos limites convergentes de placas.

As zonas externas de muitas cadeias de montanhas (fig. 111) já eram uma das zonas deformadas da Terra mais bem estudadas nos anos 80, apesar de grande parte do conhecimento ser proveniente das zonas tectonicamente inativas, por serem mais acessíveis. Todavia, a Teoria da Tectónica de Placas, veio despertar o interesse pelas cinturas orogénicas ativas, tais como os sopés dos Himalaias e a zona ocidental de Taiwan. A esse conhecimento adicionou-se a informação geofísica sobre os análogos oceânicos das cinturas orogénicas, que são os prismas orogénicos submarinos formados em frente dos arcos insulares atuais (Davis *et al.*, 1983). Acresce que, de acordo com os mesmos autores (Davis *et al.*, 1983), apesar de existirem aspetos diferentes entre as diversas cinturas orogénicas e entre os diversos prismas acrecionários existentes no planeta, muitas são as características que todos apresentam em secção longitudinal, permitindo sustentar uma teoria sobre o seu mecanismo.

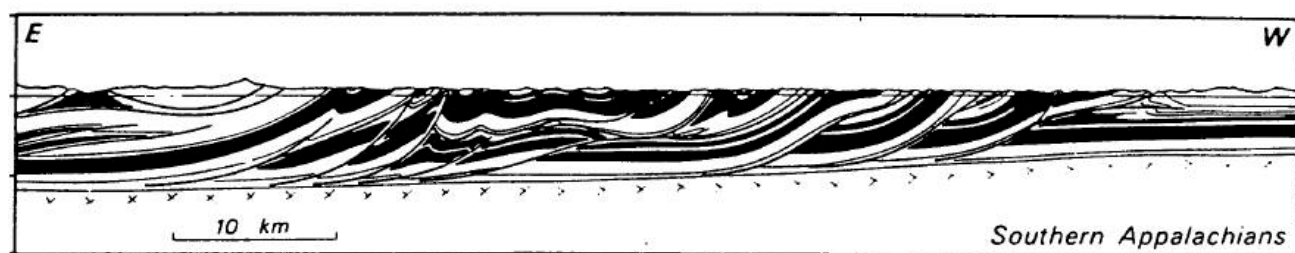


Fig. 111. Corte longitudinal da zona externa dos Apalaches (retirado de Davis *et al.*, 1983).

Passava-se a analisar a deformação a outra escala, abandonando-se a análise mecânica de um carreamento como uma unidade simples geralmente representada por um bloco com dimensão retangular. Os deslocamentos eram agora inferidos à escala das cinturas orogénicas nas zonas externas das cadeias de montanhas, passando os cavalgamentos e imbricações a ser analisados em associação com a deformação e deslocamento de toda a cintura orogénica (Merle, 1998). O mérito é, segundo este autor, de Chapple que, pela primeira vez (em 1978), terá efetuado esta mudança de escala. Com efeito, a teoria de Chapple (1978), considerava que as cinturas orogénicas bem como os prismas acrecionários exibiam: *i*) uma superfície basal de descolamento, abaixo da qual a deformação era pequena, e inclinada para o interior da montanha; *ii*) grande compressão horizontal do material situado acima do descolamento; *iii*) uma forma característica de cunha do material deformado afunilando na direção da margem da cadeia de montanhas. A deformação destes prismas, ao longo de limites convergentes de placas, foi considerada por Chapple e outros, análoga à mecânica dos prismas que se formam na frente de limpa-neves em movimento (fig. 112). Estes prismas de neve ou de solo, possuem as mesmas três propriedades, mas numa escala menor. O solo, neve ou rocha deforma-se formando um prisma até que este atinja uma forma crítica e comece a deslizar, continuando a crescer de forma auto-similar se mais material for acrescentado à sua frente (Davis *et al.*, 1983).

Estes autores (*ibidem*) ilustraram este comportamento em laboratório através de uma caixa (fig. 113), com paredes transparentes, com um dos topos liberto, e areia empilhada sobre uma folha de acetato (Mylar). Enquanto nas caixas de areia tradicionais, a compressão

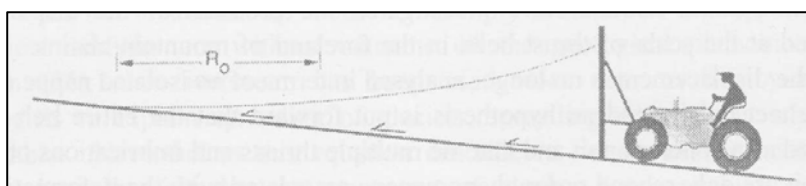


Fig. 112. Forma crítica característica do prisma nas cinturas orogénicas (retirado de Merle, 1998). R_0 é o comprimento da frente de forma triangular, sem deformação interna e, cuja inclinação da superfície está próxima da horizontal.

horizontal é induzida pressionando uma das paredes do modelo, neste equipamento, o mesmo efeito é conseguido puxando a folha de acetato contra a parede de trás do modelo. Contra esta parede, a multicamada de areia vai-se deformando. O equipamento imita o processo de subducção e permite, apenas com um processo mecânico simples, grande deformação.

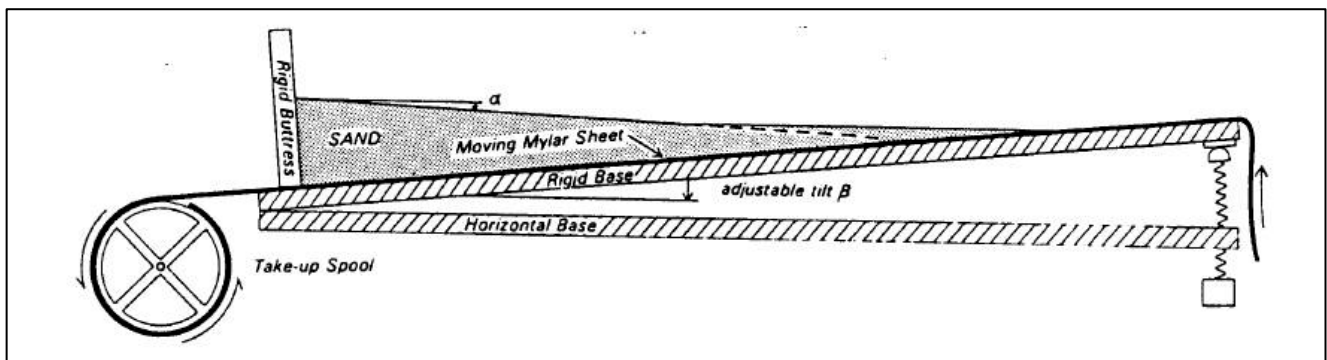


Fig. 113. Modelo de Davis *et al.* (1983). A areia é colocada em cima da folha de Mylar. Esta é puxada por enrolamento na bobine, provocando a deformação da areia contra a parede rígida. A inclinação β da base em que assenta o acetato é ajustável. α varia com a deformação.

Tal como Chapple, Davis *et al.* (1983) escolheram modelar cinturas orogénicas e prismas acrecionários como prismas de rochas que se deformam de forma crítica, análoga às dos prismas homogêneos de areia, nas experiências. Ressalvam, no entanto, que este modelo representa apenas a mecânica macroscópica e não “[...] os complexos detalhes estruturais internos dos prismas”. Assim, conciliam um processo de deformação tradicional com um processo inovador contextualizado nos limites convergentes de placas, logo no contexto da Teoria da Tectónica de Placas. E, colocam em destaque não só o mecanismo de compressão horizontal, como nos modelos das *caixas de areia*, mas também o próprio movimento da placa devido à força de *slab pull* (fig. 113), a força que a placa litosférica exerce sobre ela própria à medida que se afunda na astenosfera. Relembramos que foram também estes dois mecanismos que Shemenda (ver *item* anterior) colocou em destaque nas suas experiências de subducção.

O modelo análogo de Davis *et al.* (1983) permitiu, deste modo, apoiar a relação genética entre os prismas acrecionários submarinos e as zonas externas das cadeias orogénicas, bem como a associação de ambos aos limites convergentes de placas. Nunca é demais lembrar que este problema tinha sido já afluído por Griggs, em 1939, na experiência descrita no artigo “A theory of mountain building” em que associava o movimento das correntes de convecção à formação de montanhas, mas integrada na Teoria da época, a do Geossinclinal.

1.3.3. As experiências de colisão continental de Tapponnier (e outros)

As experiências de Tapponnier *et al.* (1982) simulam, em planta, a colisão continuada do continente indiano com a Ásia ao longo dos últimos 40 Ma, altura em que a velocidade relativa das placas terá diminuído (Caron *et al.*, 2003). A simulação análoga experimental permitiu estudar o processo a partir do momento em que toda a litosfera oceânica é absorvida na subducção, levando ao confronto entre as duas massas continentais. A continuação do movimento da Índia para o interior da Ásia, em cerca de 2000 km, reflete-se numa área de milhares de quilómetros a Norte da sutura. A sismicidade das regiões a Norte dos Himalaias é ativa e associada a numerosas falhas que correspondem, umas a movimentos de desligamento, outras, a movimentos extensivos.

O modelo científico em que se basearam Tapponnier *et al.* (1982), descrito também em Moores e Twiss (1995), tem por base a interpretação das falhas na zona Este da Ásia como um sistema de *slip lines* (linhas de deslizamento) associadas à colisão de uma massa continental rígida- a Índia- com uma zona deformável, no sul da Ásia. O modelo desenvolvido permitiu compreender não só a evolução da deformação intracontinental da Ásia, mas também muitas outras colisões continentais decorridas nas sucessivas orogenias ao longo dos últimos 2000 Ma (Tapponnier *et al.*, 1982).

Os autores do modelo justificam a assunção dos pressupostos escolhidos e a utilização de condições grosseiramente análogas em que se encaixa a simplicidade da reologia dos materiais utilizados, com os objetivos da simulação: compreender a deformação intracontinental e a evolução das falhas de desligamento na zona Este da Ásia.

Para simular a complexa evolução da colisão entre o continente indiano e o asiático, os experimentadores referem que poderiam ter escolhido modelos numéricos ou estudar, experimentalmente, a deformação de materiais *análogos* como a plasticina, a parafina ou a argila (Tapponnier *et al.*, 1982). A opção pela plasticina está de acordo com o comportamento plástico-frágil que pretendia simular a deformação daquela zona da placa euroasiática, enquanto o indentador simulava o comportamento rígido da zona Norte da placa indiana. O tipo de plasticina foi escolhido de acordo com características reológicas específicas.

Utilizaram uma caixa de plástico transparente, dentro da qual colocaram um bloco de material deformável (de plasticina) com 11 cm de altura e 30 cm de lado (fig. 114). A deformação horizontal plana foi mantida por duas placas que limitavam as superfícies por cima e por baixo do bloco, previamente lubrificadas com pó de talco. O bloco deformável era composto por camadas verticais, com 5 mm de espessura, de plasticina homogénea, unidas com tricloroetano. A alternância de camadas de cores

diferentes (amarela e violeta, no caso), permitiu medir o deslocamento nas falhas e a deformação dúctil, bem como averiguar a invariância vertical da deformação.

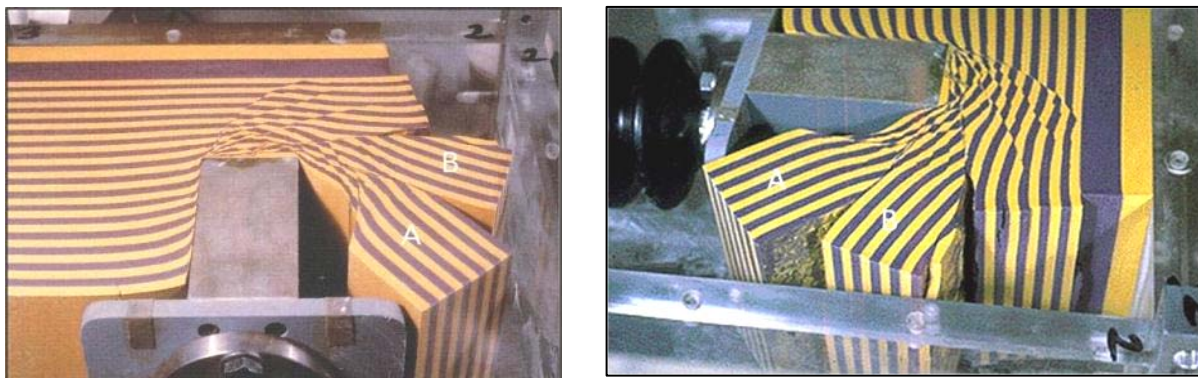


Fig. 114. Experiência de colisão continental (Tapponnier *et al.*, 1982) com o limite “Este” não confinado. In <http://www.geo.arizona.edu/~ozacar/mod-els~1.htm> (acedido em 14/06/2013).

O indentador, análogo do continente indiano, com 5 cm de largura, avançava com uma velocidade constante de 2,5 cm/h numa dada direção, por meio de um motor. A temperatura ambiente foi mantida a $25^{\circ}\pm 1^{\circ}\text{C}$, devido ao comportamento reológico da plasticina ser dela dependente.

A equipa realizou dois tipos de experiências, fazendo variar o confinamento com uma ou duas paredes laterais. A experiência em que um dos lados do bloco de plasticina não estava confinado, a do “lado Este da Ásia”, veio a revelar-se ser a mais análoga da situação real.

Os autores (Tapponnier *et al.*, 1982) chamam a atenção para o cuidado que se deve ter na interpretação das situações tectónicas reais a partir dos resultados da experiência (fig. 115), nomeadamente, pelo facto de esta experiência se focar nas falhas de desligamento, excluindo outros importantes processos tectónicos como os cavalgamentos.

Para além das falhas de desligamento formadas, originaram-se, nas segundas experiências (em que não havia confinamento do lado Este), zonas de extensão análogas das que existem no nordeste da China, Mongólia e Sibéria (Baikal). Com este resultado, Tapponnier *et*

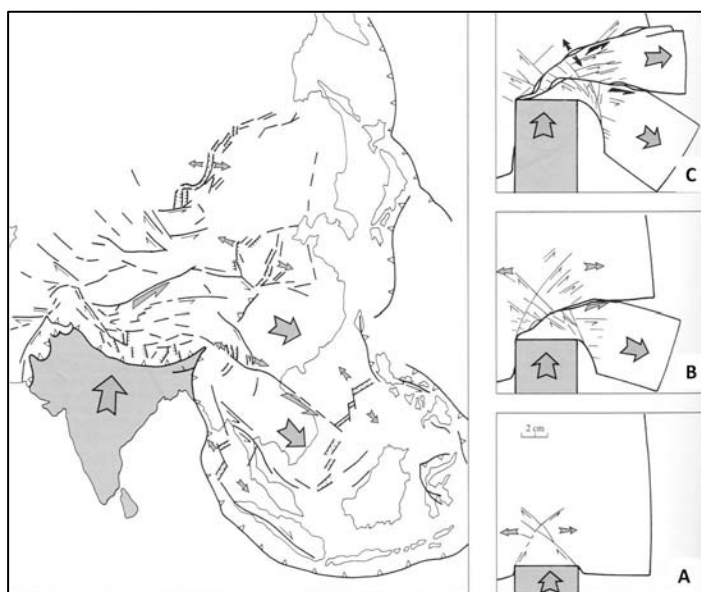


Fig. 115. Experiência de Tapponnier *et al.* (1982), à direita (de A para C) sobre a colisão Índia-Eurásia, à esquerda. São evidentes as falhas de desligamento (movimentação representada por hemisetas) e algumas zonas de extensão (movimentação representada por setas divergentes) decorrentes da colisão (adaptado de Caron *et al.*, 2003).

al. (1982) deduziram que as forças envolvidas, neste tipo de colisão continental, não só ativam grandes carreamentos e grandes falhas de desligamento que podem desenvolver riftes nas suas extremidades, mas também podem originar bacias marginais oceânicas que podem estar ativas por um curto período de tempo (*ibidem*).

A experiência tornou ainda evidente que a deformação intracontinental é, também, consequência da Tectónica de Placas, ou seja, que a deformação não se restringe aos limites de placas, como já referimos.

Por fim, é de destacar, nesta experiência, não só o carácter confirmativo, mas também o preditivo, dado que o processo simulado é um processo em curso, não terminado. A placa indiana permanece em movimento. Esta experiência aqui descrita, é uma das primeiras, pós Tectónica de Placas sobre colisão continental e respeitando as leis de escalas, facto realçado por Moores e Twiss (1995; p. 229-231), apesar das dúvidas que, ao longo do texto, os autores manifestam a esse respeito (*e.g.* Tapponnier *et al.*, 1982; p. 611).

Terminada a perspetiva histórica da modelação análoga, passamos a referir as leis de escalas instituídas, principalmente a partir do artigo de Hubbert (1937).

2. O “scaling”: aplicação das leis de escala à modelação análoga em Geodinâmica interna

As leis de escalas, envolvendo a mecânica, já eram utilizadas desde o século XVIII para a construção de modelos de barcos e, no final do século XIX, para os modelos de aviões. No decurso dos seus trabalhos, os engenheiros desenvolveram leis de escalas para garantir a representatividade do modelo baseada na análise da similaridade mecânica. Porém, estas leis de escalas só chegariam, efetivamente, aos modelos geológicos dinâmicos no ano de 1913, aquando da publicação dos “Fundamentos teóricos da Tectónica experimental” por Koenigsberger e Morath (Brandstetter 2011; p. 138), em língua alemã. Seguiu-se em 1934, o artigo “sobre a similaridade em tectónica”, da autoria de Maillet e Blondel, no Boletim da Sociedade Geológica Francesa; pouco depois nos Estados Unidos da América é publicada em 1937, a “Theory of Scale Models as Applied to the Study of Geologic Structures”, por M. King Hubbert.

Hubbert é, na opinião de Oreskes (2007), o primeiro que aborda o problema das escalas através de um tratamento totalmente quantitativo (p. 110) como corolário das preocupações e críticas que se foram acumulando desde os trabalhos pioneiros de James Hall de Dunglass. Quem criticava a modelação experimental de processos internos (é a esses que nos referimos sempre) referia-se, essencialmente: *i)* às largas dimensões de tempo e espaço em que decorriam na natureza, de impossível reprodução, *ii)* às condições de pressão e temperatura serem muito diferentes pelo facto de muitos destes processos se

desenrolarem em zonas profundas do planeta, impossíveis de serem imitadas através de outros materiais, fornecendo poucas garantias relativamente à sua representatividade (Hubbert, 1937; Oreskes, 2007; Newcomb, 2009; Brandstetter, 2011).

2.1.Princípios teóricos (do “scaling”)

É assim que, em 1937, a teoria dos modelos à escala para aplicação ao estudo das estruturas geológicas (“Theory of Scale Models As Applied To The Study Of Geologic Structures”) surge, publicada por M. King Hubbert, por solicitação do *Borderland Fields between Geology, Physics and Chemistry of the National Research Council* (*ibidem*, p. 1464) e, com base no que já tinha sido escrito antes sobre o assunto. Hubbert teve assim o mérito de fazer a síntese necessária para a construção de uma teoria da modelação à escala adaptada aos sistemas geológicos naturais.

Era essencial haver um critério objetivo para determinar as propriedades de um modelo de modo que fosse reconhecida similaridade entre ele e o original (Hubbert, 1937). Mas, para isso, era preciso conhecer as propriedades do original, o que nem sempre é possível, como é sobejamente reconhecido para os fenómenos geológicos. No seu artigo, Hubbert (1937) começa por considerar problemas mais simples relacionados com algumas conceções imediatas que se inferem erradamente a partir da experiência do dia-a-dia. Quando se multiplica ou divide por um fator de escala uma propriedade de um objeto, não implica que outras propriedades, tenham também um aumento ou diminuição na mesma proporção. Por exemplo, dois moinhos de vento, um maior do que o outro, construídos com materiais com as mesmas características giram à mesma velocidade; girará a maior velocidade o maior ou o menor? A resposta é óbvia: aumentando simplesmente a dimensão do moinho, para uma igual intensidade de vento, a velocidade diminui porque o raio da trajetória das suas hélices é maior. Em outros casos, as propriedades aumentam em conjunto mas não aumentam na mesma proporção. O exemplo clássico que Hubbert utiliza é o de um cubo com um comprimento de lado igual a 1. Aumentando o lado (l), duas, três ou mais vezes, verifica-se que a área aumenta ao quadrado (l^2), enquanto o volume aumenta ao cubo (l^3), bem como a massa (assumindo uma mesma composição homogénea) e o peso, enquanto a densidade permanece constante (mantendo-se o mesmo material) e a pressão na base segue a mesma proporção do aumento (quadro 4). Estas relações são assim determinantes para a redução do modelo à escala a partir das propriedades conhecidas do objeto real. Como construir então um modelo mecânico que represente a realidade geológica?

Quadro 4. Relações entre várias grandezas do cubo quando aumentada a medida do lado, duas ou três vezes (adaptado de Hubbert, 1937).

Lado do cubo (l)	Área (l ²)	Volume (l ³)	Massa	Peso	Pressão na base
1	1	1	1	1	1
2	4	8	8	8	2
3	9	27	27	27	3

Para dar resposta ao problema enunciado, Hubbert estabeleceu, em primeiro lugar, como critério de similaridade entre modelo e realidade, a **similaridade geométrica**. “Se dois corpos são similares do ponto de vista geométrico, têm que apresentar proporcionalidade entre as três dimensões espaciais (comprimento, largura e altura) e entre os correspondentes ângulos”; i.e., existe uma constante de proporcionalidade (λ) que é dada pela razão entre as grandezas espaciais correspondentes no modelo (l_m) e no objeto real (l_r).

Assim, $\lambda = (l_m/l_r)$, é a razão geométrica de qualquer modelo à escala, incluindo as cartas topográficas e geológicas, e que é representada por uma escala gráfica ou numérica. No caso de um modelo a três dimensões, é necessário aplicar o mesmo fator de escala a cada uma das dimensões, ou seja, para além do comprimento, há que dimensionar também a largura e a altura. É o caso, por exemplo, de uma sequência de estratos. Ao aplicarmos um fator de escala $\lambda = 1:100\ 000$ (10^{-5}) para o nosso modelo, para além do comprimento da sequência sedimentar deve, também, a espessura satisfazer este fator (Mattauer, 1973).

Tratando-se de um modelo dinâmico é necessário igualmente assegurar a **similaridade cinemática**. O que equivale a que o tempo (t_m) durante o qual decorre uma transformação no modelo reduzido, corresponda, através de uma razão (τ) a um tempo (t_r), durante o qual, acontece transformação semelhante na realidade. Assim, $\tau = (t_m/t_r)$, em que t_m é o tempo da transformação no modelo, e t_r é o tempo que decorreu na realidade para a mesma transformação. Já vimos que esta preocupação é anterior a Hubbert. Parece ter sido Hans Cloos (1954), o primeiro a fazer corresponder o tempo geológico dos milhões de anos, através de segundos de tempo humano.

As transformações geológicas são geralmente o resultado de movimentos (não contínuos) que se desenrolam a determinadas velocidades e acelerações. Assim, estas também devem relacionar-se, do mesmo modo, para assegurar a similaridade cinemática, ou seja, através de razões entre as respetivas velocidades e acelerações do modelo e da realidade. Mas, para que estas razões sejam asseguradas é necessário que modelo e objeto real possuam igual ou similar distribuição de massa. Isto quer dizer que a massa m_r de um determinado volume v_r do objeto real, deve corresponder uma massa m_m de um correspondente volume v_m no modelo, relacionados por um fator de escala: $\mu = (m_m/m_r)$.

O terceiro critério segundo Hubbert (1937) para que o modelo represente o fenômeno geológico à escala é o da **similaridade dinâmica**. Para que ela se verifique, é necessário que cada tipo de forças que atua no modelo e no objeto real se relacione pela mesma razão.

Existem dois tipos de forças atuantes: “as forças de corpo (*body forces* no original) e as forças de superfície (*surface forces* no original)”. As primeiras são forças intrínsecas ao corpo. São principalmente de dois tipos no caso dos sistemas mecânicos: as forças devido à gravidade (F_g) e as forças devido à inércia (F_i). Ambas variam com a massa do objeto movimentado (m) do seguinte modo, de acordo com a segunda lei de Newton: $F_g = mg$; $F_i = ma$; em que g e a são respetivamente forças por unidade de massa devido à gravidade e devido à aceleração da massa (de um corpo).

As forças de superfície são forças que atuam na superfície externa de um corpo, sendo proporcionais à extensão da área em que atuam. A sua intensidade é medida pela razão entre a força e a área, ou seja pela tensão. As forças de superfície resultam da resistência à deformação (Twiss e Moores, 1992). Variam de acordo com o tipo de materiais. No caso dos fluidos em repouso são pressões, a componente cisalhante não existe. No caso dos sólidos elásticos, as forças de superfície resultam de duas componentes da tensão: a normal e a cisalhante, relacionadas com a deformação elástica. No caso dos fluidos e dos corpos plásticos em movimento, as forças de superfície estão relacionadas com as variações de volume e o período de tempo durante o qual o corpo está sujeito à deformação (Hubbert, 1937).

Para que se verifique similaridade dinâmica é necessário que as forças atuantes no modelo, em qualquer ponto, com uma massa m_m , ocupando um volume v_m , sejam tais que permitam que o movimento seja geométrica e cinematicamente similar ao correspondente movimento, também de um qualquer ponto com massa m_r , ocupando um volume v_r , no objeto real. Ainda, segundo Hubbert (1937), esta condição é satisfeita se uma força F_r atuando numa massa m_r no objeto real, tenha uma correspondente força F_m , atuante num correspondente ponto do modelo com massa m_m , que tenha a mesma orientação relativa que a força real, e a razão de magnitudes, entre as duas forças, seja uma constante: $(F_2/F_1) = \emptyset$ (Hubbert, 1937; p. 1471). O mesmo se deve verificar para qualquer das forças atuantes.

Hubbert (*ibidem*, p. 1472) prova que a referida constante \emptyset , é unicamente determinada pelos valores de λ , τ e μ , respetivamente, os fatores de escala para a dimensão espacial, o tempo e a massa, que devem na maioria dos casos ser escolhidos de forma independente e arbitrária. Por exemplo, se uma experiência de um fenômeno que durou milhões de anos for feita em algumas horas (por esta ser uma unidade de tempo razoável no nosso dia-a-dia), a escala de tempo, será da ordem dos 10^{-9} . No entanto, não é possível aplicar esta mesma escala para a dimensão espacial senão teríamos modelos do tamanho de moléculas (*ibidem*, p. 1488).

Twiss e Moores (1992) consideram as três grandezas mencionadas suficientes para descrever as relações de escala entre o modelo e o original, sendo que todas as outras grandezas mecânicas são

derivadas a partir destas (*ibidem*, p. 438). Em determinadas circunstâncias, é aconselhável substituir um dos três fatores por outro que o represente, como por exemplo, a densidade que se utiliza para substituir a massa. Não é, por exemplo, possível calcular a massa de uma montanha mas é possível conhecer a densidade dos materiais que a constituem (que varia muito na vertical, a partir da superfície até à raiz da montanha).

E, apesar de a determinação de fatores de escala apenas para três grandezas constranger as características do modelo, os mesmos autores (Twiss & Moores, 1992) alertam para a impossibilidade de construção de um modelo em que se estabeleçam corretamente todos os fatores de escala, sendo necessário fazer compromissos e aproximações.

É importante ter em consideração os objetivos do modelo e a escala do fenómeno que se está a simular. Por exemplo, os modelos de simulação de falhas sempre utilizaram argila molhada, gesso ou barite, apesar de ao utilizarem estes materiais estarem a assumir elevados valores de coesão das rochas simuladas. Efetivamente, estes modelos não adquirem assim similaridade dinâmica, no entanto, são importantes para gerar e discutir ideias e estabelecer relações causa-efeito. Em contraste, os modelos que utilizam areia (como veremos no item seguinte) podem ter similaridade dinâmica com o original e produzir conclusões de índole quantitativa (Weijermars *et al.*, 1993).

Ainda, segundo os mesmos autores, a utilização de materiais granulares também tem sofrido críticas pelo facto de os seus grãos serem irrealisticamente maiores que aqueles que fazem parte dos materiais geológicos simulados. No entanto, a areia é utilizada na modelação análoga devido às suas propriedades globais, como veremos no item seguinte.

Um outro problema a ser ponderado é o dos limites dos modelos face aos objetos naturais representados, em geral, sem limites ou com outro tipo de limites. Os modelos são finitos, tendo que incluir limites que, para os sistemas geológicos (naturais), são muitas vezes difíceis de identificar (Twiss & Moores, 1992). Os limites são dados pelas características de cada modelo e a sua influência no processo simulado tem que ser levada em linha de conta aquando da interpretação de resultados. Para evitar a sua interferência podem também estar situados longe da zona de deformação que se pretende analisar (Hubbert, 1937). Porém, existem casos em que podem ser considerados como próximos da situação real, como é sugerido por Davy e Cobbold (1991).

A Teoria de Hubbert ter-se-á generalizado nos trabalhos de modelação análoga, principalmente a partir dos anos 70-80 do século passado, dando-lhe um carácter quantitativo, tornando-a mais eficiente e confiável como técnica aplicável ao estudo dos processos geológicos nas diversas escalas (Schellart, 2002).

A escala sugerida, como exemplo, por Hubbert (1937), para os modelos mecânicos de formação de estruturas geológicas de grande dimensão (*models of geologic structures* no original), de 10^{-5} , em que 1 cm no modelo corresponde a 1 km no processo real, ou valores aproximados (múltiplos de 10^{-5} ou de 10^{-6}), é

hoje aplicada com alguma frequência nos processos à escala da crosta e da litosfera (*e.g.* Malavieille & Trullenque, 2009; Duarte *et al.*, 2011; Dominguez *et al.*, 2000; Marques & Nogueira, 2008). Para além do que existem justificações práticas como, por exemplo, o facto de 1 cm ser uma grandeza que é humanamente perceptível, conseguimos *ver* 1cm, também algumas centenas de centímetros (alguns metros), mas *vemos mal* 1 km, para além de igualmente não conseguirmos transportar algo com 1km de comprimento, que tenha alguma espessura e, principalmente que seja rígido. Por outro lado, se estivermos a modelar estruturas com cerca de 200 km, podemos utilizar um modelo com 200 cm, o que é adequado para muitos processos orogénicos e formação de bacias, além do que nos permite trabalhar com números inteiros em potências de 10, que é algo a que estamos habituados.

Veremos mais à frente outros argumentos para a utilização desta grandeza de escala, ou semelhante em muitos modelos de modelação análoga.

2.2. Materiais utilizados

Os materiais, em geral, deformam-se de forma distinta quando sujeitos a tensões (tensão=força por unidade de superfície). No dia-a-dia, os materiais que nos rodeiam, que constituem equipamentos/objetos que utilizamos, apresentam um determinado comportamento quando sujeitos a tensões para que possam exercer a sua função, sendo esse comportamento fundamental para a sua escolha. Por exemplo, uma mesa ou um quadro para escrever, têm que ser rígidos (comportamento frágil), enquanto a pasta de dentes ou o *ketchup* têm que ter uma certa viscosidade para que, quando apertada a embalagem onde se encontram, saiam dela, ou seja, que apresentem a resistência adequada ao escoamento. O estudo do escoamento de qualquer material rochoso ou a ele análogo, ao longo do tempo, de forma contínua, quando sujeito a tensões, designa-se por reologia, e ao comportamento dos materiais quando sujeitos as tensões, reológico (Fossen, 2010). As rochas comportam-se como sólidos, mas também como fluidos, pelo que lhes podem ser aplicadas as terminologias reologia e reológico.

Assim, torna-se essencial o conhecimento rigoroso do comportamento dos materiais face à deformação, primeiro dos geológicos, depois dos análogos a eles, para que os modelos sejam dinamicamente similares. Este aspeto é fundamental visto o comportamento reológico dos materiais ser fortemente dependente do tempo durante o qual ficam sujeitos a um determinado estado de tensão. Assim para uma experiência que demora alguns minutos/horas para simular a formação de estruturas geológicas que se formaram ao longo de milhões de anos, a seleção dos materiais é um fator crucial.

2.2.1. Comportamento reológico dos materiais geológicos

A construção de modelos análogos (à escala) de processos geológicos, exige o conhecimento do comportamento reológico dos materiais geológicos (fig. 116) que, na realidade, terão sido deformados (Twiss & Moores, 1992), tendo em conta a influência do tempo, um fator fundamental na deformação dos materiais. Para além do tempo, o tipo de deformação produzida depende essencialmente: da pressão litostática, da presença de fluidos, das propriedades mecânicas dos materiais, da temperatura e da taxa de deformação.

As rochas são reologicamente complexas e, em geral, não apresentam um único comportamento reológico perfeito, seja ele elástico, plástico ou viscoso (Fossen, 2010). Os comportamentos, elástico e plástico são, em geral, característicos dos sólidos, enquanto o viscoso é próprio dos líquidos. No entanto, o padrão de

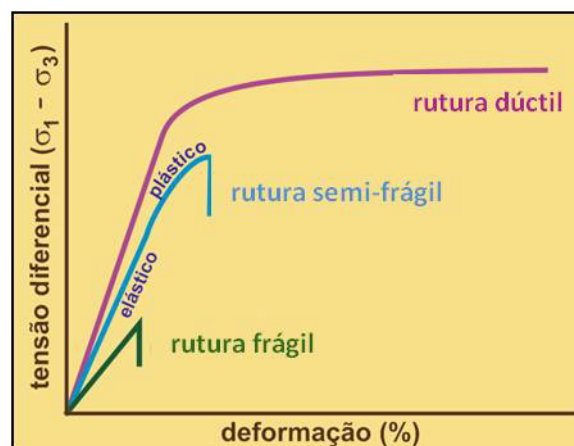


Fig. 116. Principais comportamentos dos materiais rochosos em resposta às tensões aplicadas.

comportamento dos materiais geralmente não corresponde, em exclusivo, a um dos três modelos ideais referidos (elástico, plástico e viscoso), sendo que as relações de tensão-deformação exibidas pelos materiais (fig. 116), incluem geralmente, componentes dos três (Price & Cosgrove, 2005). Por exemplo, um material pode ter um comportamento elástico-plástico quando a deformação elástica aumenta com a tensão até um dado ponto, a partir do qual a deformação passa a ser plástica, tornando-se permanente, ou levando à ruptura semi-frágil (fig. 116). Enquanto num material que está a ser deformado de uma forma essencialmente elástica, a deformação desaparece quando a tensão deixa de atuar, isto é, a deformação não é permanente. Mas se continuada, levará à ruptura frágil (fig. 116). Outro exemplo de comportamento reológico misto é o de um material visco-plástico. Este flui como um perfeito material viscoso, mas apenas acima de determinados valores de tensões (característica de um comportamento plástico), sendo que, abaixo deste ponto, não há qualquer tipo de deformação (Fossen, 2010).

Ao longo do tempo, mesmo os materiais sólidos, como as rochas, se a tensão aplicada for continuada, podem comportar-se de forma dúctil, como se diminuísse a sua viscosidade (medida da resistência de um fluido à deformação sob tensão cisalhante) sendo, neste caso, considerados como fluidos com elevada viscosidade (Fossen, 2010). Assim, tensões aplicadas durante períodos de tempo muito longos tendem a

favorecer os comportamentos dúcteis dos materiais, sendo a sua influência comparável aos efeitos que decorrem da atuação de temperaturas elevadas durante algum tempo (minutos ou horas).

Exemplos como espessuras diferentes entre a base e o topo que os vidros de catedrais, construídas há alguns séculos, apresentam (como a catedral de Chartres em França, com 600 anos; Schramm, 2000) podem ilustrar a influência do tempo no comportamento reológico dos materiais.

Quanto ao tipo de deformação que as rochas apresentam, pode ser considerado, predominantemente frágil ou predominantemente dúctil, sem menosprezar os termos intermédios (frágil-dúctil e dúctil-frágil). Um material apresenta deformação dúctil quando praticamente não apresenta qualquer tipo de fratura macroscopicamente visível, ou apresenta deformação frágil quando exhibe predominantemente estruturas geradas por fraturação (Fossen, 2010).

A rutura de uma rocha acontece quando, sendo esta submetida a uma tensão, é ultrapassado o limite (elástico-plástico) da sua resistência (trativa ou coesiva), o que depende da relação entre a tensão cisalhante e a tensão normal. Para regimes compressivos, esta relação é dada pela equação: $\tau = C_0 + \mu \sigma_n$; em que τ é a tensão cisalhante, C_0 (ou apenas C) é a resistência coesiva da rocha; μ é o coeficiente de atrito e σ_n é a tensão normal. $\mu = \tan \phi$, sendo ϕ o ângulo de atrito interno para materiais granulares. Em termos gráficos (fig. 117), $\tau = C_0 + \mu \sigma_n$ ou $\tau = C_0 + \tan \phi \sigma_n$ é a equação de uma reta, em que ϕ é o ângulo de declive da reta e C_0 é o valor da ordenada na origem. Esta reta também é designada pela reta envolvente no diagrama de Mohr, que exprime o critério de fraturação de Mohr-Coulomb ou de Navier-Coulomb, ou simplesmente de Coulomb (e.g. Fossen, 2010). Para regimes extensivos, o critério de fraturação é o de Griffith, expresso pela parábola situada no lado esquerdo do gráfico (fig. 117), para valores de $\sigma_n < 0$. Em contraponto a C_0 , T_0 é a abcissa na origem, referente à resistência trativa.

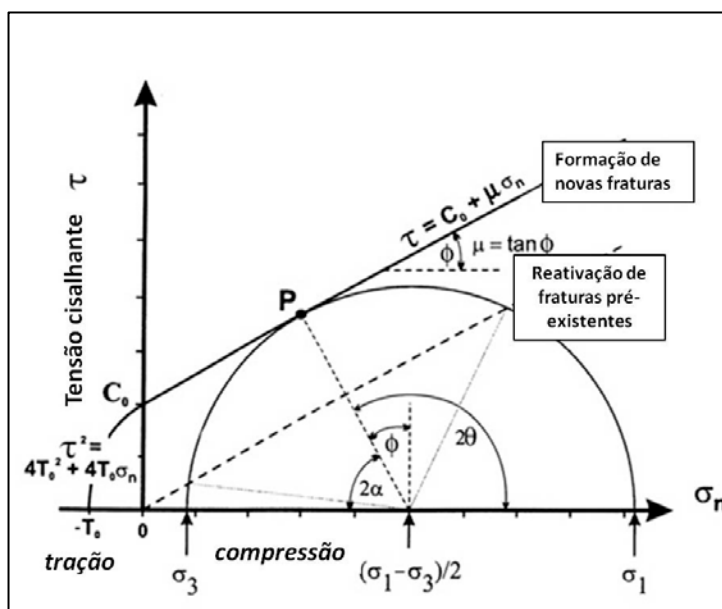


Fig.117. O gráfico reúne dois critérios de fraturação: para a tração (Griffith) e para a compressão (Navier-Coulomb). C_0 - resistência coesiva, T_0 - resistência trativa, μ - coeficiente de atrito, ϕ - ângulo de atrito interno, σ_n - tensão normal, σ_1 e σ_3 - tensões principais, 2α - ângulo entre falhas conjugadas (adaptado de Burov, 2011).

O critério de fraturação infere que a formação de uma falha numa rocha intacta precisa de um diferencial de tensão que compense a resistência interna da rocha dada pela tensão ou resistência coesiva - C_0 (Yamaji, 2007), ou coesão da rocha - C (Fossen, 2010). Este critério empírico é, apenas aplicado para a formação de novas falhas, não para a reativação de falhas já existentes. Por contraste, o deslizamento

friccional (fig. 118) acontece mais facilmente que a formação de novas falhas, no caso do campo de tensões ser favorável face à orientação das falhas preexistentes (Fossen, 2010), porque $C_0=0$, não sendo necessário ultrapassar primeiro a resistência coesiva da rocha. Assim, neste caso, a tensão necessária à movimentação na falha, é menor, do que para formar uma nova fratura numa rocha intacta. Por consequência, fraturas preexistentes podem ser facilmente reativadas como falhas. Assim, uma falha pode ser repetidamente ativada (Yamaji, 2007).

Ao testar experimentalmente o atrito (*friction* no original) em diversas rochas, Byerlee (1978) demonstrou que a sua resistência interna (dada pelo coeficiente de atrito interno) aumenta linearmente com a profundidade, sendo praticamente independente do tipo de litologia. A lei relaciona a tensão cisalhante com a tensão normal, sendo que o aumento da tensão normal (ou litostática) está relacionado com o aumento da profundidade (Fossen, 2010).

Segundo a lei enunciada (lei de Byerlee), para qualquer tipo de rocha (as mais comuns e supracrustais), a relação entre a tensão cisalhante e a tensão normal é semelhante para tensões normais elevadas (>300 MPa) e desde que não existam minerais argilosos nas superfícies de deslizamento das falhas. Byerlee confirmou-o através de múltiplos estudos experimentais, demonstrando que as rochas possuem ângulos de atrito interno semelhantes, aproximadamente entre 30 e 33°. Isto explica como formações litológicas estratificadas têm um comportamento mecânico uniforme em relação à fraturação. As falhas de origem tectónica propagam-se com uma inclinação (ϕ) que não depende nem da estratificação nem de estruturas herdadas, mas somente do ângulo de atrito interno da litologia que, por sua vez, não varia muito. O mesmo acontece com o ângulo entre falhas conjugadas. Estas propriedades não dependem do tempo (Burov, 2011).

É de realçar que a lei de Byerlee foi obtida em experiências onde foi testado o atrito em fraturas preexistentes. A tensão coesiva que tem que ser vencida, é negligenciável para valores de tensão normal abaixo de 300 MPa (≈ 10 km de profundidade), em que a resistência ao cisalhamento é dada por $\tau=0.856\sigma_n$. Byerlee (1978) considerou que para estes valores de tensão, as rugosidades da superfície de falha teriam pouco efeito na *fricção*. Para valores de tensão litostática, acima de 300 MPa, a resistência ao cisalhamento

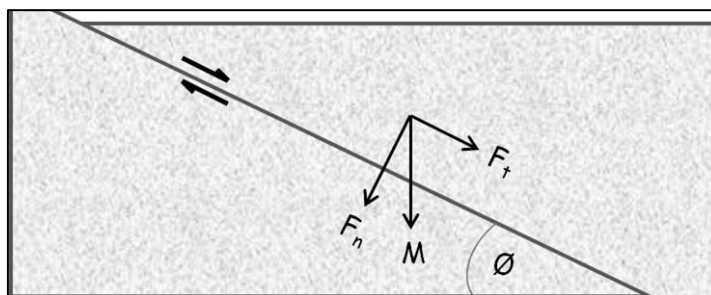


Fig. 118. Deslizamento ao longo de um plano de falha ou reativação de uma falha preexistente, tendo em conta a inexistência de atrito no plano de falha (adaptado de Price e Cosgrove, 2005). F_t - Força tangencial, F_n - Força normal, M - força de massa (peso), ϕ - ângulo de atrito do material rochoso. A relação entre as forças F_t e F_n é uma constante μ e depende de ϕ , pois: $\mu=(F_t/F_n) = (F \sin \phi / F \cos \phi) = \tan \phi$, sendo F , a força gerada por M , e decomposta nas duas componentes: tangencial, F_t e normal, F_n .

é dada por $\tau = 0.6 \sigma_n + 50 \text{ MPa}$. Burov (2011) realça que a lei de Byerlee corresponde à de Mohr-Coulomb mas para falhas reativadas (fig. 117).

Em contraste com a deformação frágil, a deformação dúctil depende do tipo de rocha, e de uma variedade de fatores como o tamanho do grão, a temperatura, a taxa de deformação, a pressão confinada, a pressão dos fluidos ou a orientação do campo de tensões (e.g. Passchier & Trouw, 1996). A deformação dúctil pode variar de forma não-linear com a taxa de deformação e, por conseguinte, com a quantidade de tempo que dura o processo de deformação (Burov, 2011).

A temperatura é um fator importante na deformação dúctil. Estudos experimentais relatados por Price e Cosgrove (2005) revelaram que, como se esperava, o aumento de temperatura, mesmo mantendo outros fatores constantes, provoca a diminuição da resistência da rocha. Uma rocha que é frágil a baixa temperatura, torna-se dúctil e tende a fluir assim que a temperatura se aproxima do ponto de fusão.

A facilidade com que um fluido sofre escoamento é descrita em função da sua viscosidade (Price & Cosgrove, 2005; Fossen, 2010). Para muitos líquidos, a tensão de cisalhamento (τ) e a taxa de deformação por cisalhamento ($d\gamma/dt$), relacionam-se pelo coeficiente de viscosidade (η), sendo essa relação expressa por $\eta = \tau/(d\gamma/dt)$. Um material que se deforme de acordo com esta equação designa-se como fluido newtoniano, em homenagem ao cientista que estabeleceu aquela relação, ou como material viscoso perfeito ou linear. Os materiais cujo comportamento segue uma relação não linear entre tensão e taxa de deformação, designam-se por não newtonianos.

Estes materiais viscosos adquirem um tipo de deformação, frequentemente designada por deformação dúctil para realçar a preservação da continuidade de estruturas e das camadas existentes antes da deformação. É o caso dos materiais menos competentes (que têm um comportamento dúctil) que acompanham os *boudins*, constituídos por materiais com comportamento essencialmente frágil (e.g. Ramberg, 1955). Também se dá o nome de *creeping* aos materiais sólidos que fluem lentamente devido a baixas tensões aplicadas (Kearey *et al.*, 2009).

Para a construção de modelos análogos de processos à escala da litosfera, é necessário conhecer a reologia da litosfera. E dependendo da carga litostática (dependente da profundidade) e da escala temporal, a litosfera exhibe propriedades frágeis ou dúcteis. Na curta escala de tempo dos sismos, a litosfera responde na totalidade sob o regime “elástico/frágil-elástico” (Burov, 2011), justificando a sua designação (litos=rocha rígida).

A experimentação em mecânica das rochas tem fornecido importantes contribuições para o conhecimento reológico da litosfera, no entanto, as condições em que é feita não permitem extrapolações para escalas de tempo e espaço da história geológica (*ibidem*). Mas, por outro lado, a reunião de dados provenientes de diversos estudos, incluindo a mecânica das rochas, a taxa de flexura/subsidência da litosfera, e observações de estruturas “antigas” como os dobramentos, ou os resultados da deformação

experimental e evidências de variações composicionais com a profundidade permitiram a construção de modelos reológicos da litosfera. É, no entanto, importante realçar que estes não são definitivos, nem representativos de uma litosfera homogênea e uniforme, distante assim da realidade (*e.g.* Burov, 2011). É preciso não esquecer que se tratam apenas de modelos.

Um modelo simples que se generalizou (*e.g.* Fossen, 2010) é o modelo da “sandwich de geleia” (*jelly sandwich* no original), que evidencia a estratificação reológica da litosfera, em que camadas com maior resistência separam outras com menor resistência (*e.g.* Kearey *et al.*, 2009). Esta estratificação reológica é fruto de resultados experimentais em que foi testada a resistência do mineral mais abundante em cada uma das camadas da litosfera, assumindo-se que estas são homogêneas. É, por exemplo, assumida para a litosfera continental, uma estratificação reológica derivada experimentalmente a partir do quartzo e da olivina, aplicando-se a reologia destes minerais respetivamente, à crosta continental superior, à crosta continental inferior, e ao manto litosférico, respetivamente (*e.g.* Kearey *et al.*, 2009). A resistência da crosta superior, rege-se pela lei de Byerlee (1978), enquanto na crosta inferior, a deformação, em geral, dúctil, depende fundamentalmente da temperatura, sendo essencialmente determinada por “leis de fluxo” (*flow law* no original) [*e.g.* Davy & Cobbold, 1991; Fossen, 2010]. A zona de transição é considerada frágil-dúctil.

No limite entre a crosta e o manto, é na descontinuidade de Moho que a resistência da litosfera é maior, sendo a resistência do peridotito mantélico, abaixo do Moho, superior ao da crosta inferior, diminuindo depois com o aumento da profundidade (*e.g.* Burg, 2011d; fig.119).

Os perfis reológicos da litosfera oceânica são mais simples que os da litosfera continental, em virtude de a sua composição ser mais homogênea, sendo o seu comportamento governado essencialmente pela reologia da olivina. A resistência aumenta linearmente com a

profundidade de acordo com a lei de Byerlee, para diminuir a seguir de acordo com a lei de fluxo que governa a reologia da olivina (Burg, 2011d). O perfil litosférico depende do perfil de temperatura e no caso

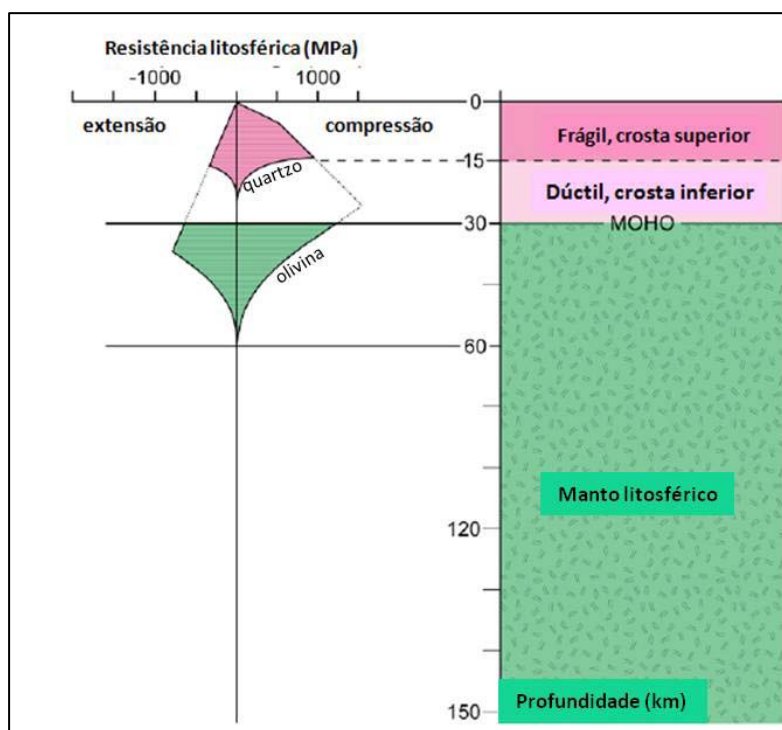


Fig. 119. Exemplo de perfil reológico da litosfera para regimes tectónicos de extensão e de compressão (adaptado de Burg, 2011d).

da litosfera oceânica, da idade, o que determina o perfil assumido para os modelos análogos, e consequentemente, o número de camadas (Davy & Cobbold, 1991).

Assim, assumindo que a litosfera apresenta um perfil reológico caracterizado por uma estratificação frágil-dúctil, para simular processos à escala litosférica, são utilizados, em modelação análoga, materiais com comportamento frágil, como os materiais granulares (seguindo o critério de fraturação de Coulomb) e, com comportamento dúctil (seguindo leis de fluxo) como, por exemplo, os silicones (Davy & Cobbold, 1991; Boutelier *et al.*, 2008) e as plasticinas misturadas com silicones ou com óleo (Boutelier *et al.*, 2008; Zulauf & Zulauf, 2004). Se for importante a representação da astenosfera, esta pode ser simulada através de fluidos com elevada densidade, como o xarope de glicose (*e.g.* Autin *et al.*, 2010).

2.2.2. Comportamento reológico dos materiais análogos

Como atrás referido, na modelação análoga, os materiais utilizados são escolhidos de acordo com o fenómeno que se pretende simular e as condições a que, na realidade, os materiais geológicos terão sido sujeitos, principalmente a localização em termos de profundidade terrestre e a temperatura.

Dado que o estudo exaustivo dos materiais análogos não é objetivo deste trabalho, revelam-se neste item, os materiais que, mais vulgarmente, são utilizados. E, dado que as experiências realizadas (descritas no capítulo IV) são de processos que se desenrolaram, na sua essência, na crosta superior, dar-se-á relevância aos materiais granulares, e dentro destes, às areias. Os quadros 5 e 6 contêm sínteses dos materiais mais utilizados neste tipo de estudos e das suas mais vulgares aplicações em termos de modelação análoga. O quadro 5 contempla os materiais que têm preferencialmente comportamento frágil, enquanto no quadro 6 se integram materiais que podem ser utilizados para simular diferentes comportamentos reológicos.

Os materiais que, com mais frequência, se utilizam para simular processos decorridos na crosta superior são as areias, as argilas e os pós de rocha. A areia é o material mais utilizado para simular as rochas supracrustais (da crosta superior). Deforma de acordo com o critério de fraturação de Mohr-Coulomb (*e.g.* Hubbert, 1951), com propriedades friccionais constantes, ou que apresentam ligeira variação antes e pós-rutura (Lohrmann *et al.*, 2003). A coesão é uma das características das areias que não é tida em conta na modelação de processos supracrustais, por diversos cientistas (*e.g.* Schellart, 2000). No entanto, é preciso fazer notar que, apesar de diminuta, a coesão das areias pode ter relevância quando se trata de modelar rochas que apresentem maior grau de coesão (*e.g.* sedimentos marinhos; Lohrmann *et al.*, 2003), que se encontrem muito compactadas, ou que envolvam reativação ou inversão de falhas (Krantz, 1991).

A assunção de propriedades friccionais constantes ajuda a estabelecer (ou a entender) a escala do modelo, apesar da sobressimplificação sempre implícita (Lohrmann *et al.*, 2003). O coeficiente de atrito das

areias é importante para assegurar a similaridade dinâmica entre modelo e processo real, permitindo que a fracturação ocorra devido a uma semelhante relação de tensões no modelo e na realidade (Hubbert, 1951). Para tal, o coeficiente de atrito deve aproximar-se dos valores para as rochas supracrustais, determinados por Byerlee (1978).

Quanto à similaridade cinemática, que assegura a proporcionalidade entre o tempo decorrido na realidade e o tempo decorrido na simulação, é assegurada quando os materiais utilizados são granulares, pois o seu comportamento reológico é independente do tempo; segue o critério de fraturação de Mohr-Coulomb ($\tau = C_0 + \mu \sigma_n$).

Segundo Lohrmann *et al.* (2003), a escolha das areias para a experimentação análoga deve contemplar os seguintes critérios: técnica utilizada para formar os leitos, dimensão do grão, distribuição granulométrica e ângulo de atrito interno. Por sua vez, este último é, de acordo com Krantz (1991), consequência de outros fatores como: a forma do grão (grau de arredondamento e esfericidade do grão), a dimensão dos grãos, a distribuição granulométrica, a densidade e o modo como as areias são despejadas no equipamento, por exemplo, derramadas ou polvilhadas, pois o grau de compactação também influencia o ângulo de atrito interno. Outros autores (Eisenstadt & Sims, 2005) reforçam que o ângulo de atrito interno depende, principalmente, do grau de rolamento e da esfericidade do grão em detrimento da sua dimensão. Uma areia é mais aconselhável quando é: *i)* homogénea, *ii)* bem calibrada e *iii)* constituída por grãos com elevado grau de arredondamento (ou rolamento).

Uma outra vantagem apontada para a utilização de areias, em detrimento da utilização de outros materiais granulares é de, as mesmas, permitirem também a simulação de processos externos (*e.g.* erosão e sedimentação), tornando possível a montagem de modelos que coloquem em destaque as interações entre fenómenos internos e externos (*e.g.* Gravelleau & Dominguez, 2008) aumentando a similaridade entre a simulação e a realidade natural.

Antes da sua aplicação, as areias devem ser criteriosamente escolhidas, crivadas para homogeneização e coloridas se não se recorrer a outro meio para evidenciar as estruturas formadas. É importante ter níveis de referência, muito pouco espessos, para aquele efeito. Voltaremos a este assunto no próximo item.

As argilas são particularmente utilizadas, por alguns autores, para simular rochas sujeitas a elevadas pressões (Eisenstadt & Sims, 2005) e/ou com uma maior coesão, por também apresentarem uma mais elevada coesão que as areias, apesar de algumas críticas que as consideraram desaconselháveis em modelação à escala, no entanto, tal como a areia seca, a argila molhada segue o critério de fraturação de Mohr-Coulomb (*ibidem*). Assim, em alguns trabalhos de pequena escala, com água adicionada (*e.g.* Withjack *et al.*, 2007) as argilas são aconselhadas, nomeadamente para formação e propagação das falhas, em que estas surgem com mais ligações entre si, em maior quantidade e de forma mais lenta, relativamente à areia,

entre outros aspetos referidos também por Eisenstadt e Sims (2005). Vimos no primeiro item deste capítulo que a argila molhada foi um material escolhido desde os primeiros trabalhos de Hans Cloos para simular processos extensivos e de desligamento (1954), por assegurar maior coesão que as areias.

Outros materiais granulares são utilizados principalmente para aumentar ou diminuir o ângulo de atrito de uma camada ou do conjunto das camadas da pilha de areias. Os pós de rocha e afins (*e.g.* pó de sílica, pó de calcário, pó de vidro, referidos em Gravelleau, 2008; Schreurs, 1994; Marques & Nogueira, 2008) têm, em geral, uma angulosidade das partículas que induz, um aumento do ângulo de atrito ($>30^\circ$) quando misturados com as areias, aumentando a resistência interna da pilha de areias (*e.g.* Malavieille, 2010). As microsferas (*e.g.* de vidro), pelo contrário, apresentam, em geral, um mais baixo ângulo de atrito que as areias ($<30^\circ$), podendo ser alternadas ou intercaladas nas areias para modificarem as condições reológicas pontualmente, *i.e.*, de um leito ou do conjunto da multicamada, para simularem fenómenos externos (*e.g.* Gravelleau, 2008), ou para simularem rochas com mais elevado ângulo de atrito interno (*e.g.* Gomes *et al.*, 2013).

Os descolamentos existentes em zonas profundas da litosfera devido à sobrepressão dos fluidos, ou à existência de litologias com comportamento predominantemente dúctil como os evaporitos ou, que apresentam planos de anisotropia como os xistos, são, em geral, simulados através de materiais como os silicones *putties* (Bonini *et al.*, 2000; Luján *et al.*, 2003) ou as microsferas de vidro (Malavieille, 2010; Konstantinovskaya & Malavieille, 2011). Os silicones que são habitualmente utilizados nas experiências de modelação análoga apresentam um comportamento newtoniano (*vide* Glossário) à temperatura ambiente (Bonini *et al.*, 2000; Luján *et al.*, 2003).

As folhas de acetato têm sido outra forma de simular a existência de descolamentos em profundidade desde os trabalhos de Davis *et al.* (1983) em muitos modelos compressivos (Gutscher *et al.*, 1998; Malavieille & Trullenque, 2009). Também são utilizadas para o mesmo fim folhas de borracha em modelos distensivos (*e.g.* McClay & White, 1995). Nas folhas de acetato, para variar a fricção basal, e induzir estilos estruturais diferentes, são, por vezes, colados papéis e lixas (*e.g.* Malavieille, 2010). Não se tratam, estes materiais (acetatos, borrachas e papéis), propriamente de materiais análogos, mas de superfícies análogas de zonas da litosfera terrestre.

Para além de todos os referidos, existem outros materiais utilizados em modelação análoga e referidos nos quadros 5 e 6.

Quadro 5. Características dos materiais utilizados na modelação análoga com comportamento frágil.

Materiais análogos	Zonas da Terra e estruturas em cuja modelação são habitualmente aplicados	Composição mais vulgar	Parâmetros utilizados como referência	Observações	Algumas referências bibliográficas
Areias	Crosta superior, litosfera mantélica superior, falhas e dobras.	Quártzica (seca)	Diâmetro do grão Ângulo de atrito interno Grau de arredondamento do grão Densidade Coesão	Também são utilizadas as feldspáticas. A água (humidade) faz aumentar a coesão. A eletricidade estática entre os grãos de areia também afeta a coesão da areia. Mas a coesão é, em geral, desprezável, quando simula as rochas supracrustais.	Hubbert (1951); Krantz (1991); Schellart (2000); Panien <i>et al.</i> (2006); Whithjack <i>et al.</i> (2007); Eisenstadt & Sims (2005); Weijermars <i>et al.</i> (1993), Lohrmann <i>et al.</i> (2003) Gomes <i>et al.</i> (2013)
Pós de rocha	Crosta superior, falhas, fraturas.	Diversa, como por exemplo, de sílica, de calcário e de gesso.	Grau de coesão Diâmetro do grão Ângulo de atrito interno	A sua utilização é aconselhada como marcador cinemático ou para evidenciar estruturas frágeis (falhas e fraturas). Podem igualmente ser misturados ou intercalados com a areia para aumentar o ângulo de atrito e a coesão desta.	Schreurs (1994) Graveleau (2008) Gomes <i>et al.</i> (2013)
Microsfersas	Crosta superior, litosfera mantélica superior.	Silício, alumínio	Ângulo de atrito interno Grau de arredondamento do grão Grau de coesão		Rossi & Storti (2003)
Argilas	Crosta superior, falhas.	Caulinite, ilite	Ângulo de atrito interno Proporção argilas/outros minerais		Weijermars <i>et al.</i> (1993) Atmaoui <i>et al.</i> (2006)

Quadro 6. Características dos materiais utilizados na modelação análoga com diversos comportamentos reológicos.

Materiais análogos	Zonas da Terra e estruturas em cuja modelação são habitualmente aplicados	Composição mais vulgar	Tipo de comportamento reológico simulado	Parâmetros utilizados como referência	Observações	Referências bibliográficas
Argilas+água	Crosta superior, falhas e fraturas.	Caulinite, Illite	Frágil e Dúctil	Grau de saturação	É utilizada para modelar rochas que tenham um grau de coesão elevado.	Whithjack <i>et al.</i> (2007), Eisenstadt & Sims (2005), Weijermars <i>et al.</i> (1993)
Parafinas	Crosta superior em fenómenos de: - Grande escala, como subducção e extensão continental; - Pequena escala como dobras, <i>boudins</i> , cisalhamentos. Crosta inferior. Manto na convecção térmica.	Mistura de hidrocarbonetos saturados (alcanos)	Frágil e Dúctil	Ponto de fusão	Reologia dependente da temperatura.	Rossetti <i>et al.</i> (1999)
Plasticinas	Crosta inferior, subducção.	Parafina, vaselina, óleo e solvente de lubrificação	Dúctil (para baixas taxas de deformação) Frágil (para elevadas taxas de deformação)	Viscosidade	Reologia dependente da temperatura e da adição de óleo para diminuir a viscosidade.	Zulauf & Zulauf (2004)
Silicones	Crosta superior (evaporitos e pelitos) Intrusões Crosta inferior Litosfera mantélica inferior, subducção	Variada	Frágil e Dúctil	Densidade e viscosidade (varia consoante a composição do silicone)	Reologia dependente da temperatura. Podem ser adicionadas substâncias para aumentar a viscosidade como: talco, esferas de vidro, plasticina.	Boutelier <i>et al.</i> (2008)
Gelatinas	Crosta superior	Gelatina+água	Frágil, visco-elástica e dúctil.	Viscosidade	A concentração e a temperatura afetam a viscosidade.	Giuseppe <i>et al.</i> (2009)

2.2.3. Propriedades reológicas de dois lotes de areias utilizados

A escolha dos materiais a utilizar, nesta investigação, para modelar os processos escolhidos, e que serão descritos no capítulo IV, recaiu sobre as areias, por se tratar de processos que abrangem apenas a crosta superior e porque as areias são materiais facilmente acessíveis no nosso país para serem utilizados nas escolas ou na divulgação. Antes da aplicação procedemos à sua caracterização geral, quanto a diversos fatores, como: mineralogia geral, grau de arredondamento (rolamento) e forma dos grãos, granulometria, densidade global e ângulo de atrito interno. O facto de termos analisado dois lotes de areia de origens distintas e, dentro de cada lote, areia branca e areias coloridas, permitiu-nos averiguar a possibilidade de influência de alguns fatores no ângulo de atrito interno. É conhecida, por exemplo, alguma influência que a coloração de uma areia pode ter no seu ângulo de atrito interno (Gomes *et al.*, 2010).

Às areias utilizadas nas experiências realizadas no *LabGExp* (GeoFCUL) atribuiu-se a referência geral **LGE**, sendo que as mesmas tinham a referência de origem SIFRACO NE 34, enquanto às utilizadas no *Tektonikos* (CCV Estremoz), com referência de origem QUARTZCOLOR, foi dada a geral **TKK**, de acordo com o quadro 7. Acresce dizer que as areias LGE coloridas, adquiriram o pigmento através de coloração, em solução concentrada a quente, por azul-de-metileno no caso da azul e, por corante para tingir roupa, de referência DYLAN, para as restantes cores. As areias coloridas TKK já vieram assim de origem.

Da observação das amostras de areias brancas, ou não coloridas (LGE01 e TKK01), à lupa binocular (figs. 120 e 121), constatou-se que, do ponto de vista da sua constituição mineralógica, são, ambas, essencialmente quártzicas, apresentando muito poucos grãos de outros minerais (*e.g.* feldspato e minerais escuros).

Quanto ao grau de arredondamento (fig. 120), são os grãos dos dois lotes de areias, em geral, de acordo com a Escala do Departamento de Geologia – “rolamento dos grãos para comparação visual”, adaptada de Pettijohn (1975), rolados a sub-rolados, com algumas exceções que caem nos sub-angulosos. Estes últimos são mais frequentes nas areias TKK que nas LGE. Em maioria, os grãos apresentam uma forma subesférica.

Quadro 7. Areias analisadas.

Referência da areia	Cor
LGE01	Branca
LGE02	Amarela
LGE03	Vermelha
LGE04	Azul
TKK01	Branca
TKK02	Amarela
TKK03	Azul
TKK04	Vermelho

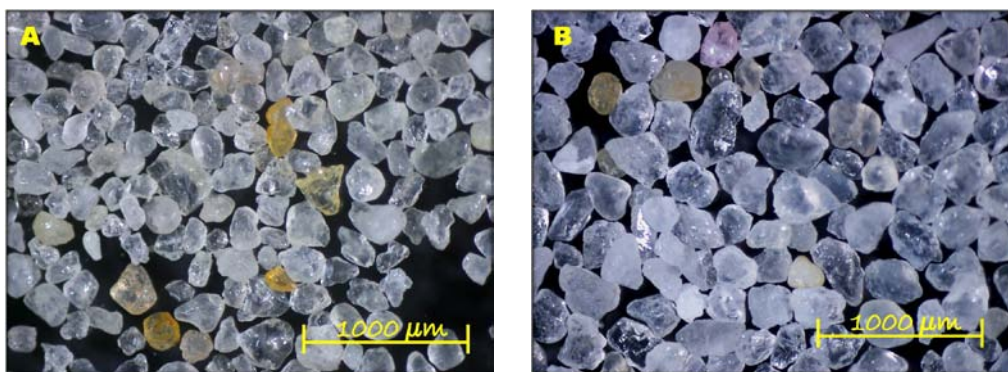


Fig. 120. Fotos das areias brancas à lupa binocular (ampliação=30x). A- LGE01; B- TTK01.

Ainda, à lupa binocular, observámos as areias coloridas e tentámos perceber qual o comportamento do pigmento relativamente ao grão durante o processo de coloração (fig. 121). Por comparação com as areias brancas observou-se, em todas as areias coloridas, depósito de pigmento nas concavidades do grão, enquanto em algumas, aparentemente, os grãos não terão absorvido o pigmento por igual, enquanto em outras, o mesmo terá acontecido (a absorção do pigmento).



Fig. 121. Areias coloridas à lupa binocular ampliadas 30x.

- A- TTK03 - o pigmento parece ter sido absorvido;
- B- TTK02 - o pigmento parece ter-se depositado na superfície dos grãos;
- C- LGE03 - o pigmento parece, nuns grãos ter-se depositado apenas à superfície, enquanto noutros terá sido absorvido, dando maior coloração ao grão.

Como exemplo de amostra de areia cujos grãos parecem ter absorvido o pigmento, tendo algum sido depositado na superfície do grão, temos a areia TTK03 (fig. 121 A); como areia em que a maioria do pigmento parece ter-se depositado na superfície do grão temos a TTK02 (fig. 121 B) e de areia em que podem ter acontecido os dois fenómenos (absorção e deposição do pigmento à superfície) de forma equilibrada, damos o exemplo da areia LGE03 (fig. 121 C), se bem que não é possível afirmar com elevada certeza de ter ocorrido absorção.

Caracterizámos também a distribuição granulométrica das areias, utilizando para o efeito, três crivos, com abertura de malha, respetivamente de: 180, 250 e de 300 μm . Calculámos a frequência relativa para as

quatro classes granulométricas obtidas, de cada um dos lotes de areias (LGE e TKK). Os resultados encontram-se expressos nos gráficos da figura 122.

Por comparação das distribuições granulométricas obtidas para os dois lotes de areias, verifica-se que as TKK são, em geral, mais grosseiras que as LGE. Por comparação entre as areias coloridas com as respetivas amostras sem coloração (brancas), verifica-se que a coloração, em ambos os casos, parece ter introduzido algumas variações, com pouco significado na distribuição granulométrica, em ambos os lotes de areias, aumentando ligeiramente umas frações e diminuindo outras. As variações podem estar relacionadas com os processos de coloração, secagem e crivagem.

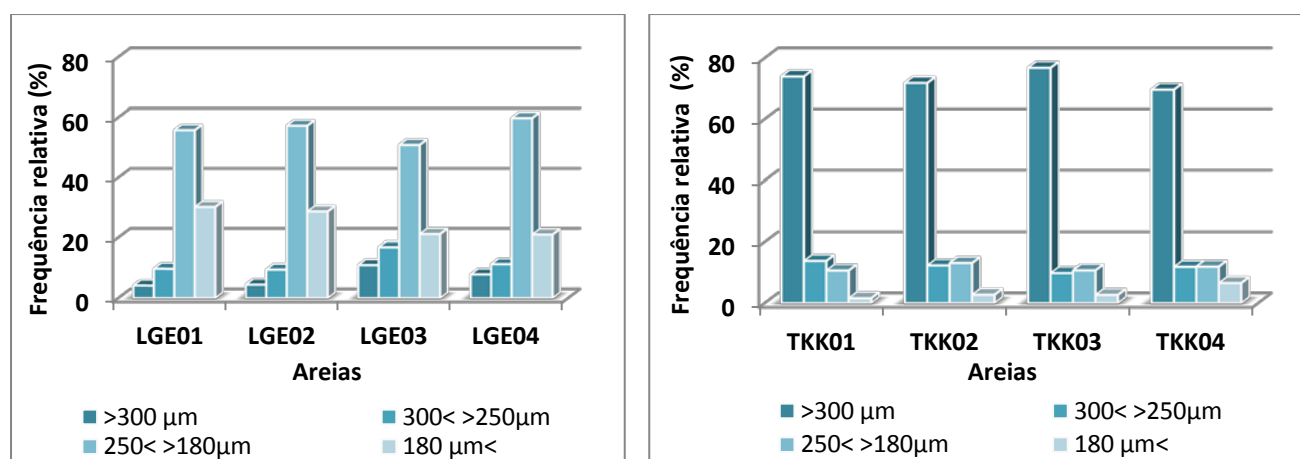


Fig. 122. Distribuição granulométrica das areias LGE e TKK, respetivamente no gráfico à esquerda e no gráfico à direita.

Prosseguiu-se à caracterização dos dois lotes de areias através da determinação dos valores de densidade global. Esta relaciona a massa de grãos e vazios que ocupam um determinado volume, com esse volume, sendo dada pela razão $(M_g + M_v)/V$. Nesta razão, o cociente corresponde à massa da amostra de areia não compactada, ou seja a soma de M_g – massa dos grãos com M_v – massa do ar contido nos vazios da areia, enquanto o denominador corresponde ao volume total. Seguiu-se assim, a metodologia prescrita por diversos autores (*e.g.* Schellart, 2000; Panien *et al.*, 2006) para a determinação da densidade global de areias para aplicação em modelação análoga, em que as mesmas não sofrem compactação depois de despejadas no modelo/equipamento. Despejou-se a areia até acima em uma cápsula de vidro redonda, com 4 cm de altura (l) e 3,5 cm de raio (r), correspondendo a um volume (V) total de $153,9 \text{ cm}^3$ ($V = (\pi r^2)l$). A areia foi rasada e pesada em balança eletrónica. Os resultados obtidos para a densidade global das várias areias utilizadas dos dois lotes, encontram-se expressos no gráfico da fig. 123.

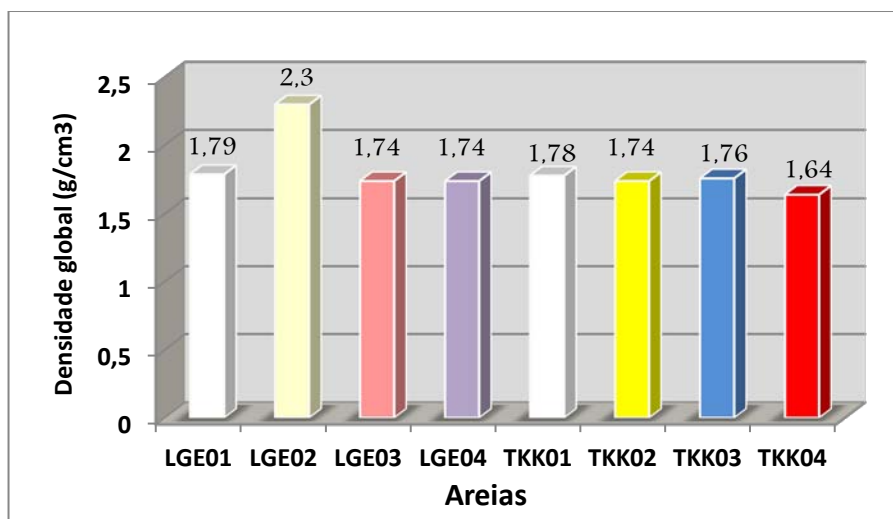


Fig.123. Densidades globais dos dois lotes de areias (LGE e TTK).

Verificou-se que os valores de densidade não variaram muito no seio de cada lote, nem entre os dois lotes; à exceção da areia LGE02 (areia amarela do LabGExp), que atingiu um valor de 2.3. Entre várias hipóteses, este valor pode ser justificado pelo pigmento adicionado ter um valor de densidade superior ao do quartzo (principal mineral constituinte das areias). Nos outros casos verificou-se que as areias coloridas apresentaram sempre uma densidade inferior à branca do mesmo lote, possivelmente pelo corante ter uma densidade menor que o quartzo, fazendo baixar o valor de densidade global. As areias brancas dos dois lotes apresentaram também um valor de densidade global semelhante (1.79 e 1.78). Estes valores de densidade dos materiais granulares análogos, rondando os 1700 Kg/m^3 , são perfeitamente aceitáveis para a modelação análoga sob gravidade normal, e dentro dos valores apontados por diversos autores (*e.g.* Krantz, 1991; Lohrmann *et al.*, 2003; Panien *et al.*, 2006).

Por fim, procedemos à determinação do ângulo de atrito interno das areias, através do teste de cisalhamento simples, na máquina de ensaio de corte do laboratório de Geotecnia do GeoFCUL (fig. 124). Realizaram-se três ensaios para cada amostra de areia, em cada um dos quais foi aplicada uma carga normal diferente. Em cada ensaio, para um dado valor de tensão vertical (ou normal), é encontrado o pico da tensão de cisalhamento (ou de corte), correspondente à fracturação e, projetado no gráfico (fig. 125). Os três valores máximos para cada ensaio definem uma reta que corresponde à envolvente do círculo de Mohr para o material testado, definindo as condições de fratura do mesmo.



Fig. 124. Máquina para ensaios de corte do Laboratório de Geotecnia (GeoFCUL).

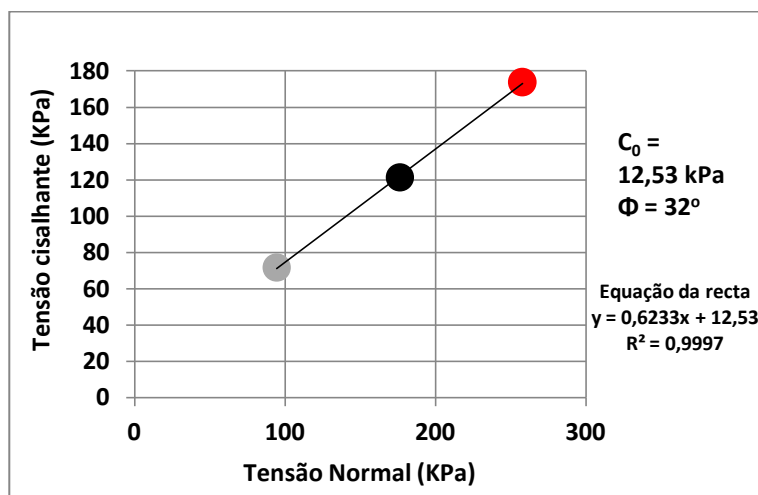


Fig. 125. Retas obtidas através de três ensaios de corte, para três valores de tensão normal (amostra LGE01). C_0 - Tensão coesiva, Φ - Ângulo de atrito interno, R^2 - Coeficiente de regressão linear.

A análise de regressão linear dá o declive da reta, que corresponde ao ângulo de atrito interno da areia testada. É inferida também por este método, a ordenada na origem, que corresponde ao valor de tensão coesiva da amostra (C_0), um valor extrapolado. O coeficiente R^2 dá o grau de qualidade do ensaio, que é tanto melhor quanto mais se aproximar da unidade (fig. 125).

No quadro 8 encontram-se compilados os dados obtidos através dos ensaios de corte efetuados às 8 amostras de areia. Os gráficos tensão cisalhante/tensão normal podem ser consultados no [Anexo I](#).

Quadro 8. Resultados dos Ensaio de Corte dos dois lotes de areias.

Areias Refª.	Coeficiente de atrito (μ)	Ângulo de atrito interno (Φ)	Tensão coesiva (C_0) KPa	R^2 (Coeficiente de regressão linear)
LGE01	0,6233	32	12,5	0,9997
LGE02	0,6883	35	1,4	0,9996
LGE03	0,4747	25	4,1	0,9998
LGE04	0,5755	30	7,7	0,9957
TKK01	0,7061	35	2,8	0,9947
TKK02	0,6764	34	14,8	0,9963
TKK03	0,5399	28	12,3	0,998
TKK04	0,6467	33	5,5	0,9977

Comparando as duas areias brancas (LGE01 e TKK01), verifica-se que o ângulo de atrito da primeira é menor que o da segunda, como seria de esperar por ser mais homogênea e mais bem calibrada e com maior

grau de arredondamento dos grãos, sendo, *a priori*, a LGE01 mais aconselhável para modelar o comportamento das rochas em modelos à escala da crosta e da litosfera (Schellart, 2000). Os materiais granulares mais finos, possibilitam, em relação aos mais grosseiros, a visualização de mais detalhes estruturais e uma maior similaridade com o processo real (Rossi & Storti, 2003). No entanto, ambas as areias estudadas estão dentro do que é aceitável para aplicação em modelação análoga (*e.g.* McClay *et al.*, 2004; Bonini *et al.*, 2000), dado que o ângulo de atrito das rochas terrestres, incluindo os sedimentos, ronda os 30° (Byerlee, 1978).

Uma explicação possível para a diminuição do ângulo de atrito interno para quase todas as areias coloridas face às brancas, pode ser dada pela deposição dos corantes nas concavidades do grão. Também não será de excluir que o próprio corante, ao cobrir a superfície dos grãos de quartzo funcione como lubrificante, diminuindo assim a fricção.

Os resultados obtidos parecem confirmar que o ângulo de atrito é influenciado por fatores como: o grau de arredondamento, o tamanho do grão e sua distribuição granulométrica, bem como, pela densidade e coloração das areias (*e.g.* Panien *et al.*, 2006; Gomes, 2013).

Os valores de densidade global bem como os do ângulo de atrito interno dos dois lotes de areias estudados estão dentro do que tem vindo a ser aconselhado ou aplicado por diversos autores (*e.g.* Byerlee, 1978; Lohrmann *et al.*, 2003; Withjack *et al.*, 2007; Eisenstadt & Sims, 2005).

Krantz (1991) alerta para a correlação direta que existe entre o coeficiente de atrito e a densidade, que são fortemente influenciados pelo modo como a areia é introduzida no modelo. Os processos de peneirar e polvilhar, quando comparados a um simples “derramamento”, aumentam a compactação que, por sua vez, incrementa a densidade e o coeficiente de atrito interno da areia. Acresce que os primeiros processos também permitem uma maior distribuição e homogeneização da areia, por isso, são preferíveis ao simples derramamento.

Para verificar a similaridade dinâmica com a aplicação de qualquer das areias, comparámos os nossos valores com o que é preconizado por outros autores. Seguindo o raciocínio de Withjack *et al.* (2007), duas condições devem ser satisfeitas. A primeira diz respeito ao coeficiente (ou ângulo) de atrito interno que deve ser semelhante entre os materiais análogos e as rochas supracrustais, o que se verifica. A segunda condição só é exigível se considerarmos a coesão (ou tensão coesiva) das areias. Com efeito, a segunda condição, segundo os mesmos autores (Withjack *et al.*, 2007), e as leis estabelecidas por Hubbert (1937), baseia o dimensionamento na relação entre a tensão coesiva dos materiais do modelo e a dos materiais reais (C_m/C_r), tendo por base que a modelação decorre em campo gravítico normal. O valor de tensão coesiva é dado por C (ou C_0) = $\rho g L$, em que ρ é a densidade, g , a gravidade, e L a dimensão espacial. Calculando agora as razões entre modelo e realidade, vamos utilizar os seguintes dados: ρ_m , densidade dos materiais análogos, cujos valores encontrados rondaram os 1,7; $\rho_r = 2.65$ é a densidade do quartzo (porque a areia é quártzica); a

razão g_m/g_r (g_m - força gravítica no modelo; g_r - força gravítica real) é sempre igual a 1, dado que a modelação se desenrola em campo gravítico normal.

Quanto à tensão coesiva, considerando os sedimentos marinhos, ela é da ordem dos MPa, sendo que as rochas muito fraturadas apresentam tensões coesivas muito menores (Byerlee, 1978; Withjack *et al.*, 2007), enquanto a tensão coesiva das areias normalmente utilizadas na modelação análoga é da ordem das dezenas de Pa (*e.g.* Lohrmann *et al.*, 2003; Malavieille & Trullenque, 2009), i.e., praticamente negligenciável (*e.g.* Withjack *et al.*, 2007). Os resultados que obtivemos para as tensões coesivas das areias utilizadas (quadro 8) são da ordem dos KPa porque foram aplicadas tensões também dessa ordem. Os testes, utilizando o aparato de Hubbert (1951), ou o aperfeiçoado a partir dele (Krantz, 1991; Schellart, 2000), obtêm tensões coesivas da ordem das dezenas de Pascal, logo mais consentâneas com as que são aplicadas nos modelos análogos.

Assim, como $(C_m/C_r) = (\rho_m/\rho_r) \cdot 1 \cdot (L_m/L_r)$; fica:

$$(10^1/10^6) = (1.7/2.65) \cdot 1 \cdot (L_m/L_r); \text{ do que resulta } L_m/L_r = [(10^{-5}) / (1.7/2.65)] \approx 1,6 \cdot 10^{-5}$$

Desta relação se obtém uma escala geométrica da ordem dos 10^{-5} , que relaciona 1cm no modelo com 1 km na realidade, logo aplicável à modelação e muito generalizada (*e.g.* MacClay *et al.*, 2004; Malavieille & Trullenque, 2009).

Nos modelos em que se incorporam materiais com reologias frágeis e outros com reologias dúcteis, simulando de forma simplificada os perfis de resistência da litosfera, infere-se a escala a aplicar a partir da mesma equação $\tau^* = \rho^* g^* L^*$. No caso dos materiais dúcteis com comportamento newtoniano, τ^* é a razão das resistências à deformação entre modelo e original. A resistência à deformação depende, neste caso, da taxa de deformação, $d\gamma/dt$, e da viscosidade, η . Considerem-se também razões entre propriedades de modelo e original, ρ^* , g^* e L^* , respetivamente, de densidade, força gravítica e dimensão espacial.

Para razões de densidade e de gravidade, igual a 1, supondo que a experimentação se desenrola à gravidade normal, $\tau^* \approx L^*$ (Tirel *et al.*, 2006). Para uma espessura de crosta continental da ordem das dezenas de km, representada num modelo, com uma espessura da ordem das dezenas de centímetros, teremos uma escala na ordem dos 10^{-6} . Esta, por sua vez, determinará a viscosidade do material a utilizar no modelo, η , pois $\eta = \tau / (d\gamma/dt)$ (*ibidem*).

Selecionada a escala, há que escolher e dimensionar o modelo de acordo com o fenómeno que se quer reproduzir e estudar, e o problema proposto.

3. Modelação análoga em Tectónica Experimental

Passemos agora aos equipamentos e respetivos fundamentos teóricos que têm sido desenvolvidos, nas últimas décadas, para simular, de forma análoga, processos geológicos de larga escala. Estes processos integram-se, *lato senso*, de acordo com a direção e sentidos relativos das forças aplicadas (e.g. Burg, 2012), em três categorias: compressivos, extensivos e de desligamento (*strike-slip*), e produzem diferente deformação nos corpos de acordo com a figura 126. Assim, as forças compressivas tendem a comprimi-los (A); as trativas (ou extensivas) tendem a esticá-los (B); e as desligantes (C), em que um par de forças atua em sentidos opostos, no mesmo plano, mas não ao longo da mesma linha, provocam o seu cisalhamento (simples).

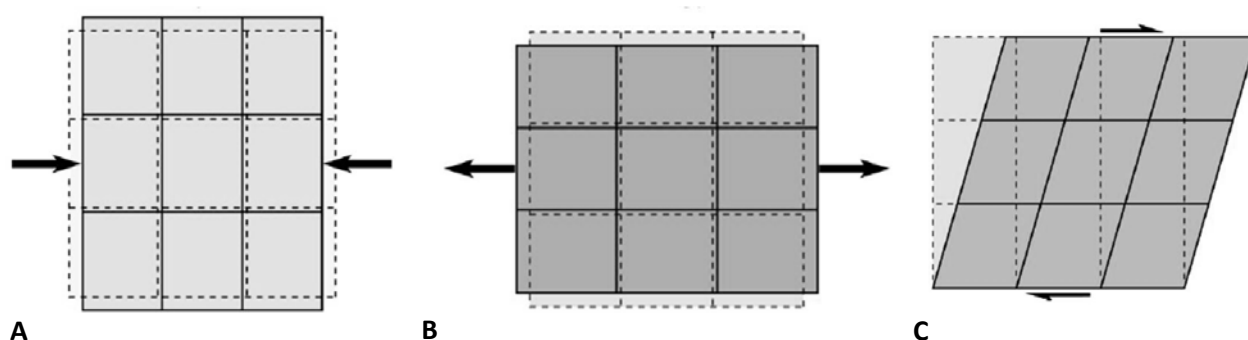


Fig. 126. Os três principais tipos de forças aplicadas (na superfície de um corpo) em Geologia. A- Compressivas, B- Extensivas; C- Desligantes (adaptado de Burg, 2012).

Por outro lado, o tipo de movimentos relativos de placas, podem ser classificados em predominantemente: *i)* convergentes, se a generalidade dos pontos situados em placas distintas, se aproximam; *ii)* divergentes, se a generalidade dos pontos situados em placas distintas se afastam, ou *iii)* transcorrentes, se a generalidade dos pontos situados em placas distintas se movimentam em sentidos opostos, num mesmo plano subhorizontal.

Contudo, os movimentos relativos de placas não são, por vezes, ortogonais/paralelos, como vimos no capítulo anterior, mas oblíquos, exercendo forças de transpressão (compressão+desligamento) e transtração (extensão+desligamento); este aspeto é particularmente significativo se pensarmos que os limites entre as placas são frequentemente irregulares, sendo, por isso, impossível manter ao longo destes limites, situações de perfeita ortogonalidade / paralelismo.

Outro problema emerge do senso comum que pode induzir em erro. É preciso evitar associações causais exclusivas entre movimentos de placas e atuação de forças dirigidas, tais como: *i)* movimentos convergentes de placas provocam apenas compressão (ou transpressão); *ii)* movimentos divergentes

provocam apenas extensão (ou transtensão); *iii*) movimentos transcorrentes provocam em exclusivo, desligamento e cisalhamentos. Apesar de, essas serem as situações mais frequentes, a Terra é demasiado complexa para tão poucos e simplificados movimentos. Vimos no capítulo anterior que a convergência de placas pode provocar compressão mas que, não raras vezes, provoca extensão e fraturação crustal.

Do exposto nos itens anteriores, a escolha dos modelos e dos materiais para a experimentação análoga exige um conjunto de cuidados. Alguns passos são necessários antes dessa escolha quer a finalidade se enquadre na investigação quer numa situação de aprendizagem.

A procura das características que deve ter o modelo passa igualmente por conhecer os equipamentos que têm sido produzidos, bem como os seus fundamentos teóricos. Nos três itens que se seguem são descritos alguns deles. É impossível abordar tudo o que se tem feito e não é esse o objetivo desta investigação, pelo que a seleção terá sempre lacunas. Tentámos abordar aqueles que considerámos mais relevantes de acordo com os objetivos do estudo.

A ordem é ligeiramente a mesma pela qual as três categorias de modelos análogos terão surgido ao longo da história, ou seja, primeiro os compressivos, depois os de desligamento e, por fim, os extensivos.

3.1. Modelos compressivos

A partir dos anos 80 do século XX, passaram a coexistir diferentes modelos análogos para produzir dobras e falhas inversas, que se distinguiram essencialmente, em termos da génese das forças responsáveis pela deformação da multicamada de materiais granulares (*vide* item 1.3.2. e anteriores deste capítulo). Estes materiais granulares secos vieram, por acréscimo, provando (*e.g.* Hubbert, 1951; Davis *et al.*, 1983) serem os mais adequados para simular mecanismos e estruturas detetados nos prismas acrecionários reais (*e.g.* Nankai no Japão, fig. 127).

Nas últimas décadas, outros materiais de natureza mais dúctil, foram também introduzidos na modelação de prismas acrecionários, para simular camadas de materiais geológicos com comportamento

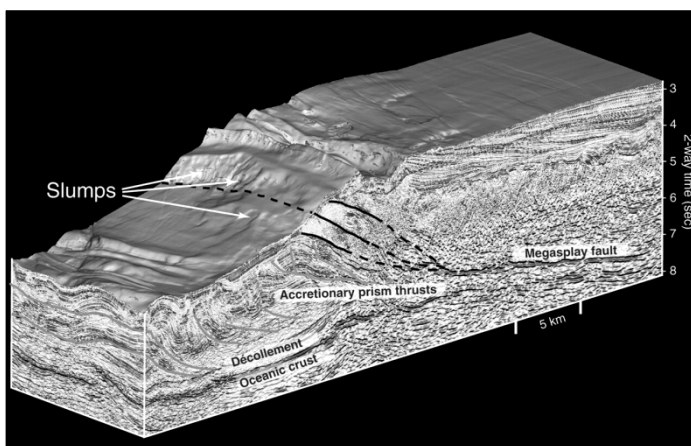


Fig. 127. Bloco diagrama a 3D baseado na reflexão sísmica do prisma acrecionário do Nankai, situado na plataforma sudeste do Japão (segundo Moore *et al.*, 2007), e associado à zona de subducção. <http://clasticdetritus.com/2008/11/14/subduction-denialism-part-2-subduction-zones-trenches-and-accretionary-complexes/>.

dútil, principalmente, por influência de variações de temperatura e pressão, como evaporitos e argilitos (e.g. Couzens-Schultz *et al.*, 2003). Porém, quando assim acontece, não é aplicável a teoria da forma crítica do prisma (*wedge critical taper* no original), de aplicação restrita a prismas homogêneos constituídos por materiais granulares (Dahlen, 1990). Esta teoria considera que o atrito basal e a resistência interna do prisma, definem um *campo de estabilidade* da sua forma (em cunha), dentro do qual, pode aumentar ou diminuir de dimensão (Dahlen, 1984), de modo auto-similar (fig. 128).

Para valores de inclinação da superfície do prisma superiores aos deste campo de estabilidade (mantendo-se constante a inclinação basal), o prisma fica sujeito a fraturação extensiva (colapso gravítico), levando a episódios de escorregamentos e queda de blocos. Para valores de inclinação da superfície do prisma inferiores, a tensão compressiva, ao exceder a resistência ao cisalhamento ao longo do descolamento basal, origina novas dobras e cavalgamentos, encurtando e espessando o prisma (Gutscher *et al.*, 1998). Grande parte dos trabalhos em modelação de prismas acrecionários segue esta teoria que se explica de forma simplificada na figura 128.

Teoria (simplificada) da forma crítica do prisma acrecionário (*wedge critical taper*)

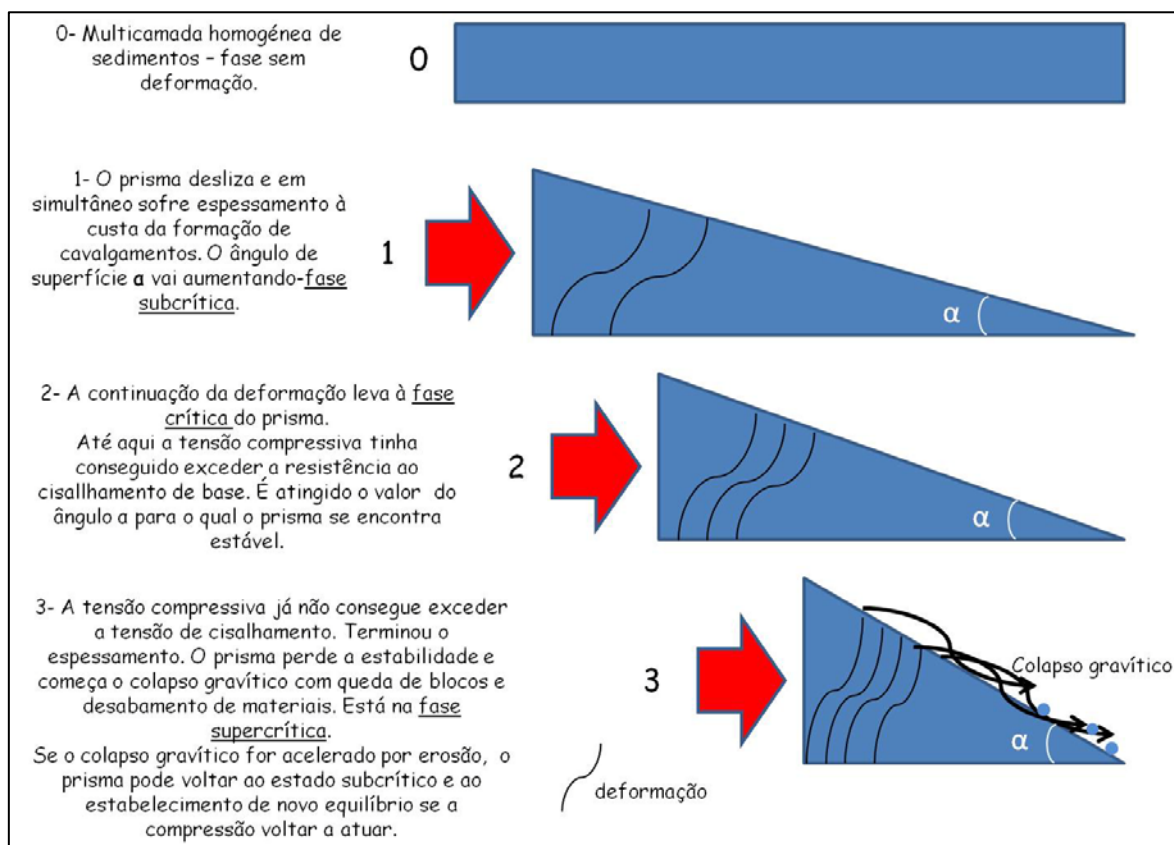


Fig. 128. Evolução simplificada e esquemática de um prisma acrecionário, na realidade ou simulado por indentação ou subducção. Se as condições se modificarem, a evolução será feita de acordo com novas variáveis como comprimento, espessura, atrito basal. A erosão com conseqüente sedimentação farão variar, em simultâneo, a espessura e o comprimento do prisma. Continuada a tensão compressiva, levará à reativação de falhas e à formação de novos cavalgamentos.

A simples convergência ou incluindo a subducção são processos simulados em modelos compressivos, em que uma multicamada de materiais granulares é deformada contra: uma parede (Luján *et al.*, 2003; Pichot & Nalpas, 2009), ou uma cunha (*e.g.* Kukowski *et al.*, 1994). Esta (cunha) que pode ser rígida (*e.g.* Bonini *et al.*, 2000) ou deformável (*e.g.* Gutscher *et al.*, 1998); ou parte da mesma multicamada (*e.g.* McClay *et al.*, 2004). Simulam-se, através destes modelos, as forças responsáveis pela deformação; ou apenas forças laterais no caso da indentação pura; ou, ainda, forças na base da crosta, inerentes à placa em subducção (Ellis, 1996).

A principal diferença entre os modelos de indentação simples e os que também integram a subducção, é o movimento relativo do indentador (parede ou cunha) e da multicamada. Na indentação simples é a parede ou cunha que se desloca pressionando a multicamada (fig. 129), ao passo que na subducção (fig. 130 e 131) é a multicamada que, transportada pela tira de acetato basal, é pressionada contra o indentador, seja este, ou não, deformável.

A geometria e a evolução cinemática dos dois tipos principais de processos experimentais compressivos são substancialmente semelhantes, apesar da energia requerida para a deformação ser ligeiramente diferente; é menor no modelo de subducção do que no de indentação, porque o centro de massa do prisma acrecionário permanece no mesmo local no primeiro caso, enquanto no segundo se desloca ao longo da tira de acetato basal (Graveleau *et al.*, 2012).

Alguns dos equipamentos, principalmente os que têm um indentador, deformável ou não, em forma de cunha, produzem prismas bivergentes (e.g. McClay *et al.*, 2004). A partir de um ponto ou zona estática irá divergir a atitude das falhas dos dois prismas.

Em termos do que se passa na realidade da formação de uma cadeia de montanhas, e dos processos por que passa ao longo do tempo, o modelo de subducção pode melhor retratar as fases mais precoces da orogénese que o modelo de indentação simples (Graveleau, 2008) que, por sua vez, simulará, com vantagem, as fases colisionais e pós-colisionais (Bonini *et al.*, 1999) em que o efeito da força da placa em subducção já não se faz praticamente sentir.

As dimensões dos diversos equipamentos descritos na literatura variam consoante os objetivos das experiências. Se como objetivos

estiverem apenas aspetos relacionados com a reologia, geometria e cinemática gerais (e.g. Bonini *et al.*, 2000; Pichot & Nalpas, 2009), não é exigida uma similaridade geométrica muito rigorosa. Outros equipamentos com vista à compreensão de toda a dinâmica evolutiva de um determinado prisma acrecionário atual ou formado no passado, devem apresentar um maior cuidado na escolha das dimensões e da escala geométrica (e.g. Luján *et al.*, 2003; McClay *et al.*, 2004; Graveleau, 2008; Malavieille, 2010). Por exemplo, um maior comprimento do equipamento permite uma mais prolongada e extensa evolução da deformação do prisma, que se reflete em alguns modelos através de um muito maior comprimento em detrimento da largura (e.g. Gutscher *et al.*, 1998; Malavieille & Trullenque, 2009).

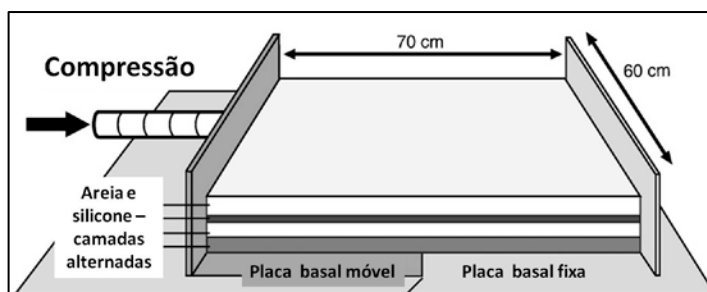


Fig. 129. Modelo compressivo de indentação simples, de reduzida dimensão (adaptado de Pichot & Nalpas, 2009).

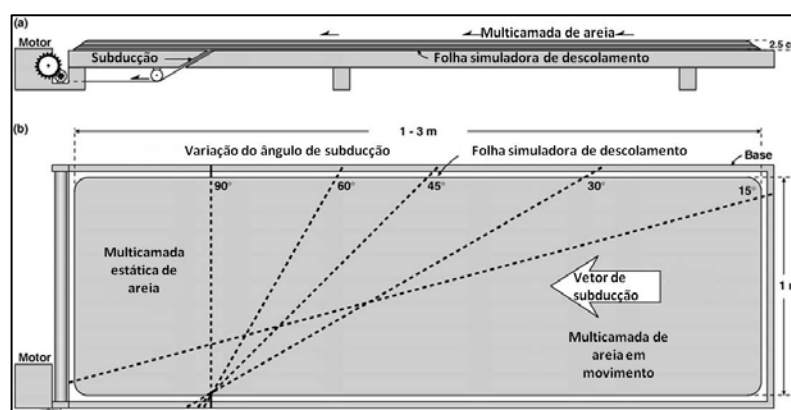


Fig. 130. Esquema adaptado do equipamento compressivo de MacClay *et al.* (2004), em corte (a) e em planta (b). Produz prismas bivergentes e associa subducção a um indentador constituído pelos mesmos materiais que a multicamada que sofre compressão.

Alguns dos modelos não possuem paredes laterais, as chamadas “mesas de deformação” (McClay *et al.*, 2004; Luján *et al.*, 2003), com o objetivo de evitar a interferência destas, em especial devido ao atrito. Em outros modelos que possuem paredes laterais, estas por vezes são lubrificadas (*e.g.* com vaselina) para evitar o atrito (Gutscher *et al.* 1998), ou a análise da deformação é feita com alguns cuidados ou centrada na zona não afetada pelo atrito.

Também de acordo com os objetivos e com o objeto e situação que se pretenda modelar, a convergência pode ser feita de forma ortogonal ou oblíqua (McClay *et al.*, 2004; Casas *et al.*, 2001). Se for oblíqua, será mais conveniente, por uma questão de espaço, a utilização de mesas de deformação (fig. 130 e 131).

A observação das estruturas, quando se utilizam mesas de deformação, exige que se proceda, no final da experiência, ao seccionamento dos prismas formados de forma horizontal e/ou vertical. Para isso, são previamente, borrifados com água, água e cola ou congelados (McClay *et al.*, 2004). Contudo, este procedimento pode ser aplicado em qualquer experiência, sempre que haja necessidade de se conhecer melhor as estruturas internas formadas e a sua variação lateral (Gutscher *et al.*, 1998).

Os prismas orogénicos reais retêm a história da evolução tectónica que resultou da interação entre os fenómenos internos e de superfície (Malavieille, 2010). A complexidade da sua dinâmica é sempre simplificada na modelação análoga, em que são colocados em destaque os diversos processos e parâmetros (*e.g.* erosão basal, erosão superficial, sedimentação, exumação, existência de descolamentos, etc.) que influenciam a

sua evolução, consoante os objetivos da investigação e as hipóteses formuladas *a priori*.

Os modelos clássicos, *i.e.*, sem simulação da erosão, evidenciam a geometria, a estrutura e a cinemática dos prismas formados exclusivamente por acreção (acumulação de sedimentos). Por mais complexos que sejam, fornecem sempre uma imagem redutora da realidade, ainda mais se dentro dos seus objetivos estiver algum de natureza didática ou educacional. Os prismas vão evoluindo não só à medida que vão sendo deformados (fig. 132), mas também à medida que vão sendo erodidos e que mais material vai sendo acrecionado, à sua frente (acreção frontal) ou na sua base, em virtude da subducção de sedimentos

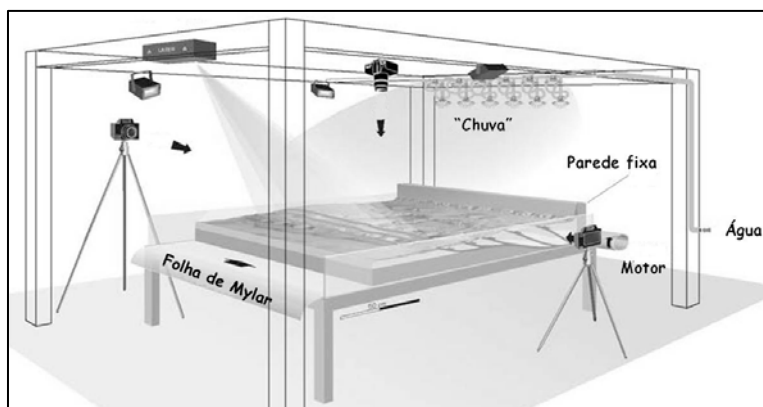


Fig. 131. Equipamento utilizado por Graveleau (2008) que tem por base uma mesa de deformação com 2.60x1.4m. O modelo é do tipo “subducção”, em que o prisma acrecionário é deformado contra uma parede. Associado ao processo de deformação, está um mecanismo de erosão progressiva que acompanha o “processo geodinâmico interno”.

(que sempre acontece) ou do subcavalgamento (*underthrusting* no original) de sedimentos (e.g. Konstantinovskaya & Malavieille, 2011).

Com efeito, a erosão e a sedimentação envolvem a transferência de materiais, modificando a dinâmica do prisma (*ibidem*). As suas zonas mais externas vão evoluindo através da integração e deformação do material proveniente da erosão das zonas internas.

A acreção frontal (fig. 132 B) acrescenta mais material ao prisma, aumentando o seu comprimento, e estabelecendo novas relações geométricas. Teoricamente, para um dado comprimento, há sempre uma geometria aproximada, que relaciona a inclinação da superfície com a da base. Por esta razão, esta teoria pode ser aplicada a

diferentes escalas, incluindo a escala das cadeias de montanhas (Merle, 1998). Para além do comprimento da multicamada, também influem na evolução do prisma, a sua espessura e densidade dos materiais, bem como a resistência friccional ao longo do plano de descolamento (Costa & Vendeville, 2002), e ainda alterações que se registem ao longo

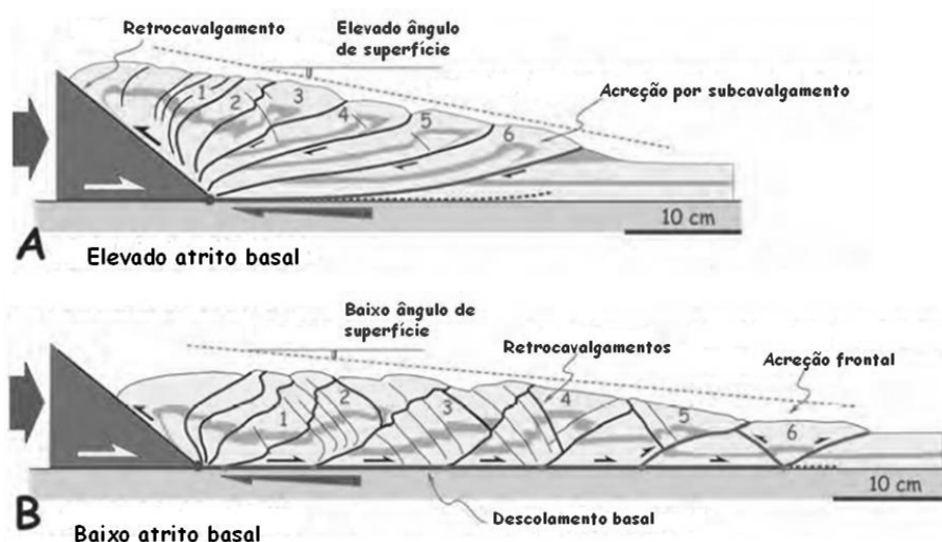


Fig. 132. Os modelos sem erosão permitem o estudo do ângulo crítico do prisma em função do atrito basal. O atrito basal (alto em A e baixo em B), influenciado pela existência de materiais menos (A) ou mais (B) dúcteis como xistos e evaporitos, é um dos principais fatores que determina a forma do prisma (adaptados de Malavieille, 2010).

da sua evolução, nomeadamente, a erosão, a acreção frontal ou comportamentos reológicos diferentes dos materiais (fig. 132 A e B).

Uma geometria estável existe para cada combinação de condições limite. Esta geometria é adquirida num processo dinâmico durante o qual o prisma vai evoluindo desde uma fase subcrítica a supercrítica e regressando a crítica (e equilibrada). Um prisma subcrítico (*vide* fig. 128) tem uma inclinação menor que a crítica, a inclinação ideal, enquanto a supercrítica é superior à crítica (e.g. Nieuwland *et al.*, 2000). Estes autores demonstraram que as modificações no equilíbrio dinâmico tensão/deformação, num prisma em movimento, são balanceadas por modificações no seu ângulo crítico de inclinação de superfície. As modificações nas condições limite quer nas experiências em “caixas de areia” quer na natureza, levam a ajustamentos da forma crítica do prisma por reativação das falhas existentes e/ou por cavalgamentos *ou-of-*

sequence (vide Glossário), fora de sequência em português. A acreção basal é também um dos processos responsáveis, na realidade, por modificações na evolução do prisma, que resulta do transporte, pela placa em subducção, de materiais e estruturas (sedimentos, cristas oceânicas, montes submarinos, vulcões), para debaixo do prisma. Dela resultam modificações ao nível da deformação e levantamento (=uplift) da zona frontal do prisma (Malavieille, 2010; Dominguez *et al.*, 1998; Dominguez *et al.*, 2000; Lallemand *et al.*, 1992; Gutscher *et al.*, 1998).

Na escolha do modelo a utilizar deve estar implícita, sempre, a ideia de que se trata de uma simplificação, como tal, com muitas limitações. Todos os modelos que referimos apresentam várias, como por exemplo, não serem usualmente simulados processos externos (erosão e sedimentação). Por outro lado, na maioria dos modelos considera-se o indentador como não deformável, o que na realidade transmite um comportamento perfeitamente rígido da litosfera continental. No entanto, esta limitação pode ser ultrapassada se a análise do estudo for efetuada a partir dos dados recolhidos em zonas afastadas da cunha, até porque o grau de inclinação da cunha também influencia os resultados (Bonini *et al.*, 1999). Em quase todos os modelos, é ainda ignorada a flexura da placa oceânica, a compensação isostática, bem como o papel da pressão dos fluidos (Lújan *et al.*, 2003). A modelação da “subsistência associada à flexura da placa” pode trazer problemas de dimensionamento, pelo que Graveleau (2008) não a aconselha. É, por isso, necessário pensar nas vantagens e inconvenientes da simulação de cada fator tendo em conta os objetivos da modelação e as hipóteses formuladas. Este cuidado é transversal a todos os tipos de modelos.

3.2. Modelos de desligamento

As falhas de desligamento (*strike-slip* em inglês) têm, em geral, uma direção bem definida, são subverticais com um deslocamento relativo entre os dois blocos predominantemente horizontal (fig. 133). O deslocamento pode ser esquerdo ou direito consoante o movimento relativo do bloco oposto ao bloco em que se situa um observador voltado para o outro bloco (Ramsay & Huber, 1987).

Muitas estruturas secundárias surgem associadas às falhas de desligamento. As experiências de Riedel e Cloos, no início do século XX (Dennis, 1988) tornaram-se uma referência, por explicarem a formação dessas estruturas. O equipamento utilizado por aqueles investigadores era constituído por dois rígidos blocos de madeira cobertos por uma camada de argila. Os blocos movendo-se lateralmente, transferem a tensão à camada de argila sobrejacente, provocando a deformação progressiva desta (Fossen, 2010). As fraturas subsidiárias associadas à falha principal vão-se formando

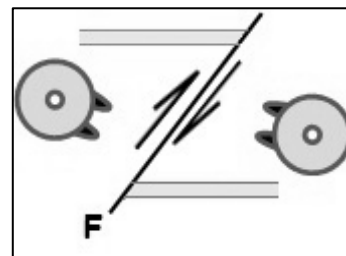


Fig. 133. Esquema vulgar de um desligamento direito: cada uma das pessoas representadas vê a outra a deslocar-se para o seu lado direito. F- Falha.

à medida que o movimento desligante vai evoluindo.

As primeiras fraturas formadas designam-se por fraturas de cisalhamento de Riedel ou, simplesmente, fraturas R. Estas fraturas (ou falhas) formam um baixo ângulo com a zona de deformação principal (delimitada pelas falhas de desligamento, AA' e BB' na figura 134), que se desenvolveu paralelamente à superfície de contacto entre os dois blocos. As falhas R apresentam a mesma cinemática que a zona referida, pelo que são consideradas *sintéticas*. Posteriormente, conjugadas com estas, surgem, as fraturas R'. Estas formam um elevado ângulo com a zona de deformação principal, apresentando um movimento em sentido oposto ao da zona de deformação principal, sendo por isso, consideradas como *antitéticas*.

Na modelação análoga de desligamentos, para além dos desligamentos simples têm sido também estudados os mecanismos de formação de bacias de *pull-apart* ou *grabens* romboédricos e de *push-up* ou *horsts* romboédricos, associados a falhas de desligamento. Os exemplos estudados são geralmente de falhas que têm registado movimentação (Aydin & Nur, 1982; MacClay & Dooley, 1995).

Ambas as estruturas, *pull-apart* (puxar para cada lado) e *push-up* (empurrar para cima), decorrem de desvios em falhas de desligamento (fig. 135), e/ou de duas falhas de desligamento em *échelon* (termo francês que, em português, significa escadaria). De acordo com a geometria e o sentido do movimento das falhas gera-se na zona de desvio e de irregularidade estruturas por compressão ou por extensão (e.g. Kearey *et al.*, 2009). Formam-se, em geral, acima de um descolamento basal subhorizontal, por movimentação das falhas situadas abaixo deste. Esta movimentação, provoca, normalmente, a deformação da cobertura sedimentar subjacente (e.g. Atmaoui *et al.*, 2006).

Em modelação análoga, as abordagens dos dois tipos de estruturas, têm recaído com muito maior incidência, e desde há muito mais tempo, nas

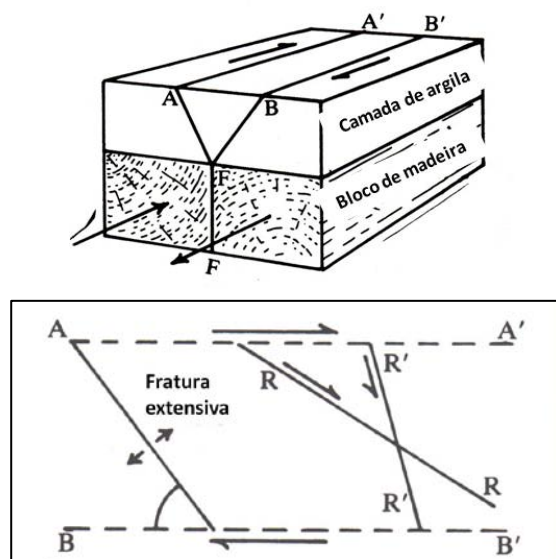


Fig. 134. Modelo tridimensional utilizado por Riedel em cima. Em baixo, relação entre falhas de desligamento (AA' e BB'), produzidas pela movimentação dos dois blocos de madeira, e as fraturas R e R' (adaptado de Price & Cosgrove, 2005).

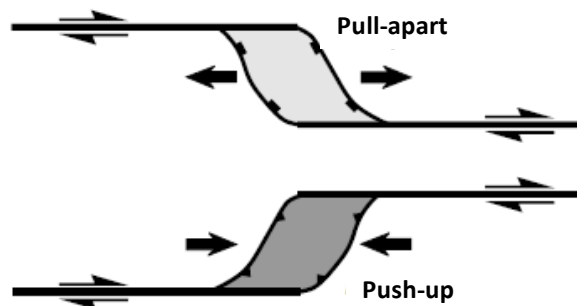


Fig. 135. Formação de bacia de pull-apart, em cima, por movimento direito em segmentos de falha de desligamento, desviados em degrau, com extensão associada. Formação de push-up, em baixo, com movimento direito em segmentos de falha de desligamento, com compressão associada (adaptado de McClay & Bonora, 2001).

bacias de pull-apart do que nos push-up ou *pop-up* [terminologia atribuída por McClay e Bonora (2001), referida também por González *et al.* (2012) pelo facto deste termo conter os dois significados, o de *estrutura positiva* e de *relevo topográfico*].

A opção por uma abordagem mais profunda das bacias de *pull-part* relativamente aos *pop-up*, em termos de modelação análoga, justifica-se essencialmente por duas razões: a maior relevância que tem sido dada às primeiras estruturas e o facto de os mecanismos utilizados para a simulação das duas estruturas ser muito semelhante (*e.g.* McClay & Dooley, 1995; McClay & Bonora, 2001), para além de a modelação de um ambiente transcorrente, descrita no cap. IV, ter recaído numa bacia.

As bacias de *pull-apart* (fig. 135), expressão inglesa que significa “puxar para cada lado”, ocorrem em diferentes escalas nos mais variados contextos tectónicos, associadas a limites de placas ou no seu interior (Basile & Brun, 1999). Apresentam evidências de transtensão (desligamento associado a extensão) e de inclinação e rotação de blocos (*ibidem*). Podem originar depressões topográficas que, normalmente, acumulam grandes espessuras de depósitos de natureza aluvial e/ou evaporítica (Rahe *et al.*, 1998).

Tendo em conta a definição de Gürbüz (2010) de bacia de pull-apart como uma depressão delimitada, de cada um dos lados, por segmentos de falhas de desligamento e por falhas de transferência diagonais às primeiras, a forma das bacias de *pull-apart*, o sistema de falhas e a estrutura sedimentar encontram-se diretamente dependentes da geometria associada ao desvio do sistema principal de falhas. O mesmo será dizer que dependem: do comprimento das falhas e da profundidade atingida pela falha principal na base da cobertura sedimentar, da distância entre os segmentos da falha principal e do comprimento da zona de sobreposição dos mesmos segmentos. Tem, no entanto, sido referido (*e.g.* Basile & Brun, 1999; citando Man *et al.*, 1983) que a forma retangular de grande parte das bacias de *pull-apart* evolui com o alongamento das bacias, em forma de Z ou S, “preguiçosos ou lentos” (*S ou Z-shaped basin, lazy*, no original), caso se trate de movimento direito ou esquerdo, respetivamente, por movimentação dos dois troços da falha de desligamento (fig. 136, respetivamente, a e b).

Deste modo, a razão entre o comprimento (l , fig. 137) e a largura da bacia (w , fig. 137) tenderá a aumentar com a evolução da deformação. Não é, no entanto, de excluir os casos em que a razão *comprimento/largura* é baixa em virtude de uma paragem na movimentação das falhas de desligamento (Gürbüz, 2010).

A relação comprimento/largura e a forma

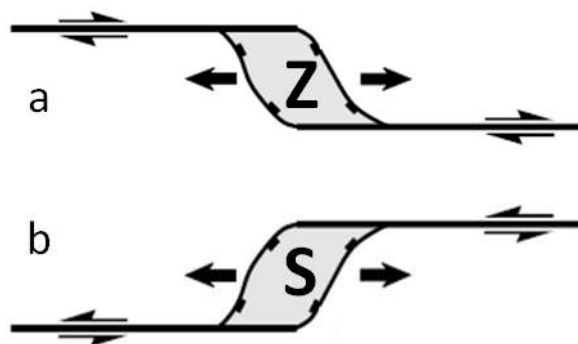


Fig. 136. À medida que a bacia vai evoluindo, toma a forma de um Z ou de um S “preguiçoso” porque os seus extremos vão-se alongando, tornando-se mais sigmoidal e alongada.

da bacia, neste tipo de bacias de desligamento delimitadas por falhas escalonadas, são também condicionadas pela distância entre os segmentos da falha de desligamento (fig. 137), como é o caso das bacias do Mar Morto que, em conjunto, tomam a forma de um *corredor*. Neste caso, os dois segmentos da falha desligante ou do desligamento estão muito próximos, determinando a forma alongada das bacias (Smit *et al.* 2008). O Mar Morto é assim um exemplo de *coalescência* de bacias (Gürbüz, 2010).

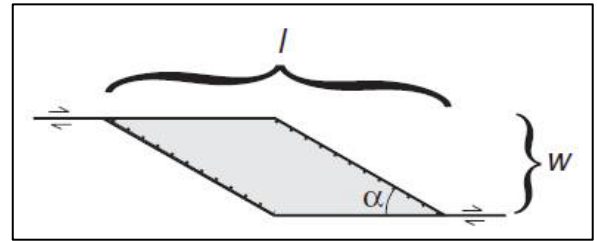


Fig. 137. Modelo geométrico das bacias de pull-apart. l- comprimento, w-largura e α -ângulo agudo (Retirado de Gürbüz, 2010).

Outras bacias, com uma taxa de deformação elevada, devido a um grande deslocamento dos segmentos da falha desligante, adquirem formas romboédricas e trapezoidais, caso sejam simétricas ou não, passando, nos estádios mais avançados da deformação, a sigmoidais ou amendoadas (*ibidem*).

Um outro aspeto geométrico das bacias de pull-apart é o ângulo agudo da bacia (fig. 138). Primeiro, Bahat (1983, citado por Gürbüz, 2010) propôs um valor médio de 35° , tendo em conta que bacias com formas diferentes e estádios de evolução também diferentes apresentam valores variados. Mais tarde, Basile e Brun (1999), esclareceram que quer nos exemplos naturais, quer nos modelos experimentais, os ângulos agudos das bacias de *pull-part*, por se relacionarem com dois tipos de fraturas, podem apresentar valores do ângulo agudo menores que 30° (fraturas R) ou que 65° (fraturas R').

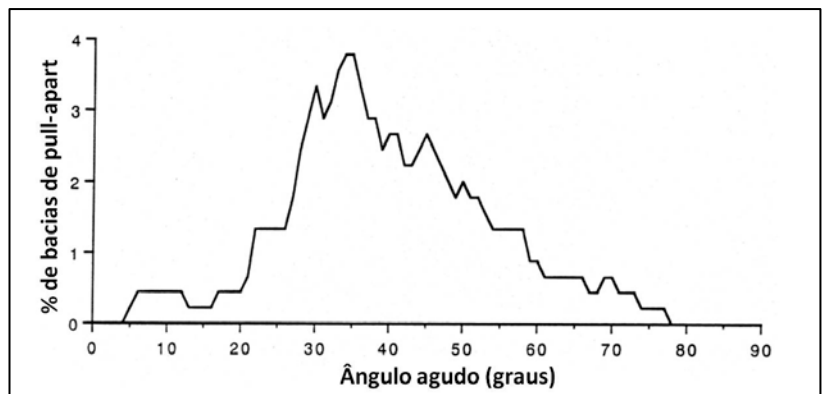


Fig. 138. Histograma de frequência de valores do ângulo agudo das bacias de pull-apart (adaptado de Basile e Brun, 1999).


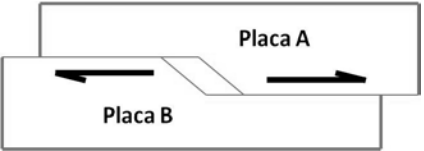

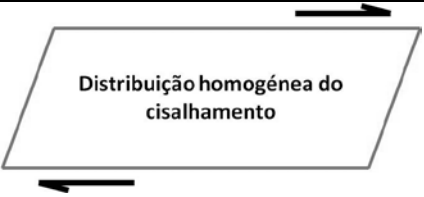
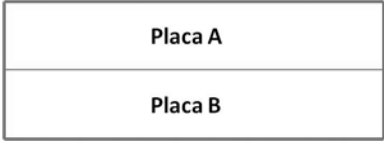

Antes dos trabalhos da equipa de Ken McClay, nos anos 90 do século passado, a modelação análoga de processos de desligamento tinha abordado essencialmente, o cisalhamento de Riedel, as zonas de deslocamento principal (nas falhas de desligamento), as estruturas em flor (*flower structures*) ou o desenvolvimento de bacias de *pull-apart* em modelos de argila (McClay & Dooley, 1995). Estes modelos de desligamento em argila mostravam, principalmente, o desenvolvimento e a geometria das falhas na superfície das bacias de *pull-apart*, enquanto os modelos de areia (*sandbox*) conseguem evidenciar igualmente a evolução progressiva da bacia, bem como as geometrias relativas dos estratos em profundidade, em secções verticais e horizontais (McClay & Dooley, 1995).

A modelação análoga tem assim desempenhado um papel preponderante para a compreensão de vários aspetos das estruturas de cisalhamento, entre as quais estão as bacias de *pull-apart*. De acordo com Burg (2011c), em teoria, as estruturas de cisalhamento são abordadas como se surgissem em conjunto. Porém, a modelação tem demonstrado que as estruturas se desenvolvem em tempos diferentes e em locais também diferentes. Só alguns segmentos de falhas se encontram sempre ativos, sendo que algumas falhas podem estar inativas por períodos de tempo consideráveis. Isto leva a reativações repetidas, formando estruturas e estratigrafia complexas e de difícil interpretação.

Têm sido estudados, em modelação análoga, os diversos fatores atrás referidos, que determinam a evolução complexa das bacias de *pull-apart*, como a simetria *versus* assimetria, a subsidência, o valor do ângulo agudo, as taxas de movimentação de cada uma das placas (Rahe *et al.*, 1998), a espessura do descolamento (Sims *et al.*, 1999) ou a associação de uma componente oblíqua ao movimento de desligamento (Wu *et al.*, 2009).

Os tipos de mecanismos/modelos utilizados para simular a formação de bacias de *pull-apart* (e alguns também de *push-up*) foram classificados por Atmaoui *et al.* (2006) em três grupos, de acordo com o quadro 9.

Quadro 9. Tipos de mecanismos/modelos geradores de bacias de *pull-apart* (adaptado de Atmaoui *et al.* 2006).

Tipos de mecanismos/ modelos	Configuração inicial	Configuração final
1 “Desvio”		
2 Distribuição homogénea do cisalhamento		
3 Cisalhamento de Riedel		

Os modelos com o tipo de mecanismo 1 são atualmente os mais utilizados (e.g. McClay & Bonora, 2001; Wu *et al.*, 2009; Smit *et al.*, 2008) consistindo essencialmente na extensão (ou compressão no caso dos *push-up*) local de dois segmentos de uma falha de desligamento, que se afastam (ou se aproximam) levando à formação de falhas normais (ou inversas) de transferência que se repercutem à cobertura sedimentar. Os modelos deste tipo, são constituídos, em geral, por duas placas, que encaixam uma na outra através de um desvio (fig.139) que faz um determinado ângulo com as falhas principais de desligamento (ou também designada Zona de Deslocamento Principal, ZDP).

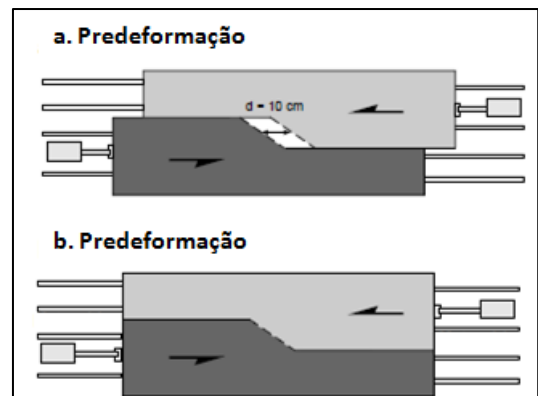


Fig. 139. Equipamento utilizado por Bonora e McClay (2001) para simular *pop-ups*. Dois motores empurram cada uma das placas em sentidos opostos.

É a geometria basal por movimentação oposta das duas placas que vai condicionar e transmitir a deformação aos materiais subjacentes, análogos de rochas sedimentares. A areia tem sido o material preferencial para a simulação do comportamento predominantemente frágil dessas litologias por ter um comportamento reológico de acordo com o critério de fraturação de Mohr-Coulomb.

O modelo 2 (quadro 9), referido por Atmaoui *et al.* (2006), como de cisalhamento distribuído, pode ocorrer em camadas, com comportamento dúctil, de evaporitos ou de xistos em sobrepressão. A deformação também se transmite, neste caso, às camadas sedimentares subjacentes. De acordo com este mecanismo, as bacias de *pull-apart* desenvolvem-se em degraus distensivos/transtrativos durante a interação, coalescência e ligação entre falhas.

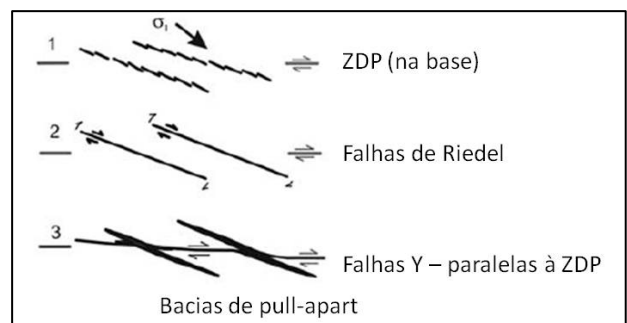


Fig. 140. Formação de bacias de pull-apart pelo mecanismo de cisalhamento de Riedel, modelo 3. 1- Iniciação e coalescência da primeira geração de falhas Riedel, 2- Formação de desligamento e roturas nas falhas Riedel, 3- Desenvolvimento das falhas Y, paralelas à ZDP e formação das bacias de pull-apart ao longo das falhas Riedel (adaptado de Atmaoui *et al.*, 2006).

O processo é simulado através de uma folha de borracha ou de espuma plástica ou também de vários blocos, que se movimentam uns em relação aos outros, subjacentes, em geral, a uma camada de argila (Atmaoui, 2006). No entanto, em outros trabalhos, como é o caso de Schreurs (1994), em que o objetivo principal era estudar apenas as falhas de Riedel e a rotação de blocos associada ao cisalhamento, em substituição da argila, são utilizadas areias ou pó de vidro.

Por fim, o modelo 3, de cisalhamento de Riedel, pode originar estruturas de *pull-apart* na cobertura sedimentar ao longo das falhas conectadas por segmentos de falhas de desligamento, que são subparalelas à zona de deslocamento principal (ZDP) situada na base (fig. 140). As falhas Riedel formam-se primeiro, enquanto os segmentos desligantes se desenvolvem num estado mais avançado.

No modelo (3), a movimentação da falha de desligamento é simulada pelo movimento relativo e paralelo de duas placas contíguas (quadro 9). Os materiais utilizados são preferencialmente as argilas desde as experiências de Riedel. É, no entanto, importante voltar a salientar que vários autores se têm oposto ao uso de argilas molhadas por estas não apresentarem um comportamento rigorosamente similar à deformação frágil dos materiais geológicos (*e.g.* McClay & White, 1995), pelo que se tem vulgarizado a utilização de areias para o mesmo tipo de modelo (*e.g.* Viola *et al.*, 2004).

Em alguns modelos que utilizam areias para simular as rochas supracrustais ou apenas rochas sedimentares, é usual a utilização de silicões como análogos de camadas com comportamento mais dúctil, como xistos, evaporitos ou argilas, que se situem na base ou intercalados na sequência sedimentar (*e.g.* Casas *et al.*, 2001; Basile & Brun, 1999). A utilização de folhas de borracha ou de silicone (*e.g.* Basile & Brun, 1999; Smit *et al.*, 2008), ou de ambos (Wu *et al.*, 2009) na base, simulando um descolamento, permite que, nos modelos do tipo 1, que utilizam, em geral, areias, haja partição da deformação. Outros modelos (*e.g.* Sims *et al.*, 1999) utilizam apenas folhas de plástico, ou com silicone, para simular o descolamento que separa, na realidade, camadas não deformadas da cobertura sedimentar, sujeita a deformação (*ibidem*).

Os modelos do tipo 1 (fig. 139 e 141), com uma borracha ou uma camada de silicone a simular um descolamento basal, têm sido os mais utilizados para o estudo da geometria

das falhas associadas a bacias de *pull-apart*, bem como a evolução destas,

incluindo a influência da sedimentação sincinemática (McClay & Dooley, 1995), ou seja, aquela que é contemporânea da deformação, sendo também afetada por ela.

Passamos por fim à abordagem dos modelos extensivos para completar os três tipos de modelos de tectónica experimental que enunciámos à partida.

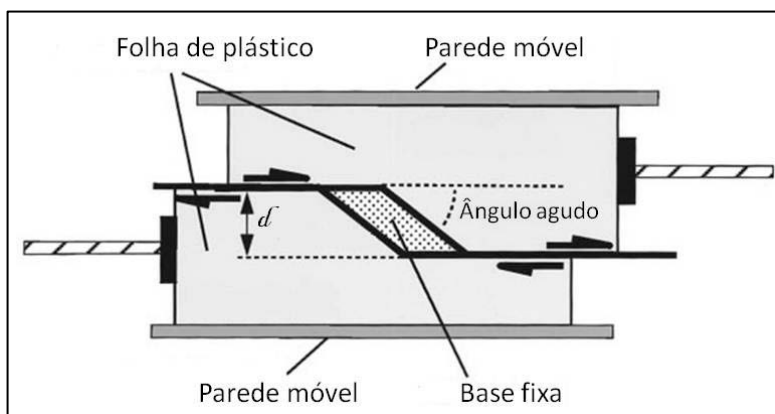


Fig. 141. Tipo de modelo mais utilizado para simular bacias de pull-apart. d - distância entre os segmentos da falha (adaptado de Sims *et al.*, 1999).

3.3. Modelos extensivos

O regime extensivo foi o último dos três a sofrer maior atenção e estudo em termos teóricos, bem como no que diz respeito à modelação análoga, como se relata no primeiro item deste capítulo (Perspetiva histórica). Primeiro, a “Deriva dos Continentes de Wegener” e, muito mais tarde, a Tectónica de Placas, incentivaram o estudo dos fundos oceânicos, e do *rifting* continental, iniciado por Hans Cloos (Cloos, 1954; Corti, 2012), nos anos 30-40 do século XX.

As falhas extensivas definem-se como falhas que provocam extensão da crosta em algumas camadas de rochas deformadas. A extensão pressupõe que haja aumento da distância entre dois pontos da superfície terrestre, um de cada lado da falha, o que pode acontecer em falhas normais, de desligamento ou inversas (Fossen, 2010). O mesmo se viu que pode acontecer na compressão.

É possível determinar se houve extensão fazendo uma avaliação num plano perpendicular à direção da falha e numa camada de referência. Existem por exemplo, falhas que inicialmente são normais, mas que por rotação associada à extensão se tornam inversas (*ibidem*). Quanto às de desligamento, apresentam por vezes, como anteriormente referimos, uma componente extensiva.

A extensão continental litosférica acontece em diversos contextos tectónicos. Têm sido destacados (*e.g.* Brun, 1999, 2002; Buck *et al.* 1999) dois casos extremos de extensão continental tendo em conta a largura da zona afetada. Trata-se, em primeiro lugar, das zonas estreitas de fraturação (*Narrow Rifting*) em que a extensão é acomodada pelo desenvolvimento de estreitos vales de rifte (fig. 142), cuja largura total da zona deformada, entre 50 a 100 km, é menor que a espessura da litosfera (Corti, 2012).

Entre os casos mais estudados estão o Rifte Leste-Africano e o Rifte Oeste da Europa. Este é constituído por um conjunto de grabens que se situam no Maciço da Bohemia (República Checa), no vale do Reno (Alemanha) e no Maciço Central Francês (Michon & Merle, 2003).

O segundo caso é o das zonas de fraturação alargadas (*Wide Rifting*) em que a extensão é acomodada pelo desenvolvimento de horsts e grabens, distribuídos em áreas mais extensas que a espessura da litosfera, normalmente superior a 1000 km, sendo o caso mais estudado o da Região de *Basin and Range* na Zona Oeste dos Estados Unidos da América (fig. 143).

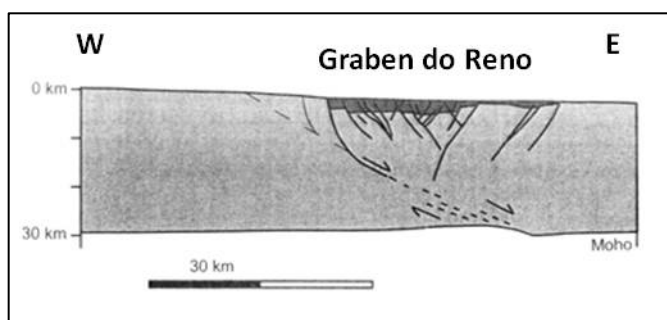


Fig. 142. Exemplo de fraturação continental estreita, no Vale do Reno, Alemanha (adaptado de Michon e Merle, 2003).

A resistência inicial da litosfera, controlada por condições térmicas e reológicas, parece desempenhar o principal papel na determinação do estilo do processo de fraturação (Corti *et al.*, 2003; Corti, 2012). Enquanto zonas de fraturação alargadas estão associadas à extensão de litosferas pouco resistentes, zonas de fraturação estreitas desenvolvem-se em litosferas com maior resistência (Corti, 2012).

Brun (1999) atribuiu a diferença entre os dois tipos de fraturação ao tipo de instabilidade mecânica ocorrida para um dado tipo de resistência litosférica. Como esta é diferente, o processo de fraturação, no primeiro caso, é do tipo *necking* que, em português, poderá ser denominado por estrangulamento. O segundo é denominado pelo mesmo autor, por *spreading*, ou seja, disseminação.

Em ambos os casos, o adelgaçamento da crosta produz a rutura da sua parte superior - comportamento frágil - enquanto a crosta inferior se comporta de forma dúctil. As falhas encurvam-se, enraizando-se em profundidade numa zona de descolamento. Essas falhas curvas em forma de colher tomam a designação de falhas lítricas (fig. 144). Listros significa “colher” em grego.

Consoante a taxa de deformação, as zonas de fraturação alargadas, podem apresentar um estilo tectónico do tipo blocos inclinados (*tilted-block*), em que os blocos sofrem rotação, no caso da taxa de deformação ser elevada; ou do tipo *horsts* e *grabens*, em que os blocos não sofrem rotação devido à baixa taxa de deformação.

Por último, as estruturas do tipo Complexo Central Metamórfico (*Metamorphic Core Complex*) resultam de baixas taxas de deformação e da presença de fracas heterogeneidades numa zona mais dúctil da crosta (Tirel *et al.*, 2006) que leva à formação de uma zona de cisalhamento e à exumação das rochas metamórficas formadas no ciclo anterior. Os complexos centrais metamórficos são, por esta razão, considerados por Brun (2002), não como um dos casos extremos de extensão, mas como resultantes de perturbações locais dentro das zonas alargadas de fraturação.

Com efeito, na crosta inferior, a extensão horizontal e o achatamento vertical levam ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento subhorizontais (Caron *et al.*, 2003). Se a extensão e o

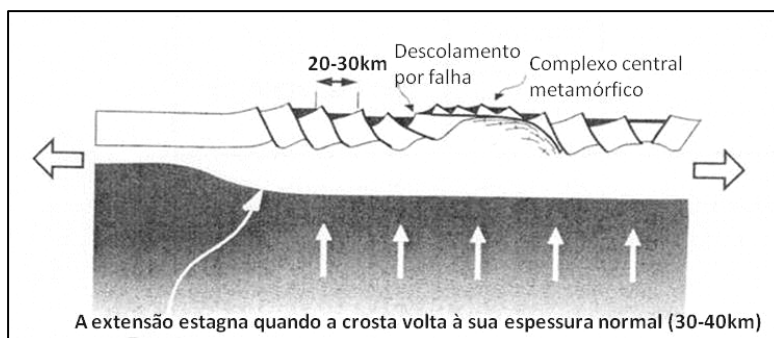


Fig. 143. Exemplo de zona continental extensiva alargada (e.g. *Basin and Range*, EUA) [Adaptado de Tirel *et al.*, 2006].

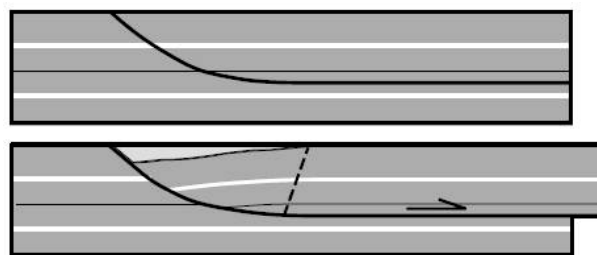


Fig. 144. Falha lítrica. O bloco acima do plano de falha (teto) sofre escorregamento para além de colapsar sob o seu próprio peso, formando-se uma estrutura encurvada-roll-over anticline. No espaço formado há sedimentação (adaptado de Withjack e Schlische, 2006).

adelgaçamento da crosta prosseguirem, haverá reajustamento térmico de baixa pressão e elevada temperatura que levará à fusão parcial da litosfera.

A modelação análoga, bem como a numérica, tem ajudado a um melhor entendimento dos estilos de extensão e dos fatores que os determinam. No entanto, não deixam de ser grandes simplificações da realidade do comportamento litosférico ao longo do tempo. É, por isso, preciso considerar que os regimes de tensão extensivos não são aplicados a uma litosfera continental uniforme e isotrópica, mas a uma já deformada e anisotrópica litosfera que contém zonas de fraqueza herdadas de processos orogénicos anteriores. Essas zonas de fraqueza são locais privilegiados para promover a fraturação, em oposição a zonas de maior resistência como os cratões (Corti, 2012).

Praticamente todos os casos de deformação extensiva, que abordámos, têm sido investigados com o apoio da modelação análoga. Tal como para os ambientes compressivos e desligantes, passamos a exemplificar alguns dos equipamentos utilizados para cada tipo de estruturas investigadas.

Começemos por modelos simples de formação de falhas extensivas, entre os quais destacamos o de Withjack & Schlische (2006) que utilizam areias ou argilas consoante o tipo de reologia que pretendem simular (fig. 145). Segundo os autores (*ibidem*) as areias simulam rochas que fraturam de modo mais localizado (*e.g.* granitos) enquanto as argilas simulam rochas com fraturação mais distribuída (*e.g.* arenitos interestratificados com argilitos que deformam em blocos separados por falhas, com considerável deformação interna). Propõem dois tipos de equipamento para estudo dos efeitos da forma predeterminada da falha, do deslocamento da falha e padrões de deposição e erosão em um ou mais episódios de fraturação normal (ou gravítica).

O primeiro equipamento (fig. 145 A) consiste em duas placas de metal parcialmente sobrepostas que sustentam uma multicamada de areia ou de argila com 4 cm de espessura. As placas deslizam, afastando-se uma da outra a uma determinada velocidade. O outro equipamento (fig. 145 B) é

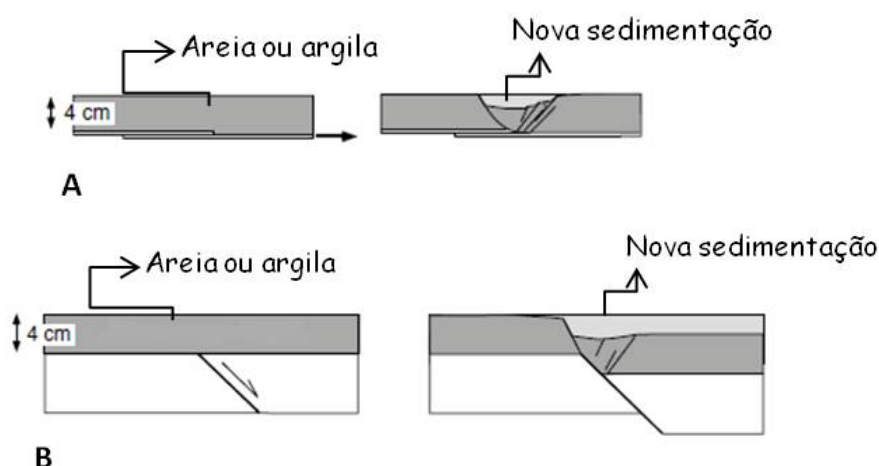


Fig. 145. Modelos extensivos para estudo de formação e desenvolvimento de estruturas extensivas, principalmente falhas normais e outras a elas associadas (adaptado de Withjack e Schlische, 2006).

constituído por dois blocos de metal, em contacto, fazendo um ângulo de 45°, que sustentam uma igual multicamada de 4 cm de espessura (areia ou argila). A superfície de contacto representa uma falha normal e,

a uma determinada velocidade, o bloco que representa o teto da falha desliza graviticamente. Durante o decorrer das experiências, os espaços formados vão sendo preenchidos por areia ou argila, por forma a simular a sedimentação ocorrida durante a deformação. Secções verticais dos materiais deformados, efetuadas no final da experiência, permitem estudar as estruturas formadas.

A forma e a inclinação das falhas que se formam não estão predeterminadas no modelo A, enquanto no modelo B, é apenas inicialmente determinada a atitude da falha principal, podendo evoluir até à superfície de acordo com diversos fatores.

Outros equipamentos como o utilizado por Withjack *et al.* (1995) permitem também predeterminar a forma e inclinação da falha (fig. 146), enquanto nos modelos de McClay, citados no mesmo artigo (*ibidem*), ou em Yamada e McClay (2003a; 2003b), indutores da formação e inversão de falhas lítricas, a geometria da falha é completamente determinada pela forma de um bloco rígido (fig. 147). Estes blocos funcionam como o muro da falha preexistente que, ao movimentar-se no sentido oposto, vai induzir a movimentação da falha e a formação de muitas outras a ela associadas, levando também à formação de dobramentos a teto da falha. Uma variante, aplicada pelas equipas de Withjack e de McClay (Withjack *et al.*, 1995) é a introdução de uma folha de acetato ao longo do plano da falha, que é arrastada em conjunto com a folha de alumínio na base, impondo ao longo da falha uma distribuição de deslocamento constante, induzindo a formação de um menor número de falhas secundárias e um dobramento suave de origem gravítica, o chamado *roll-over anticline*, na pilha de areias ou argila molhada a teto da falha (fig. 144).

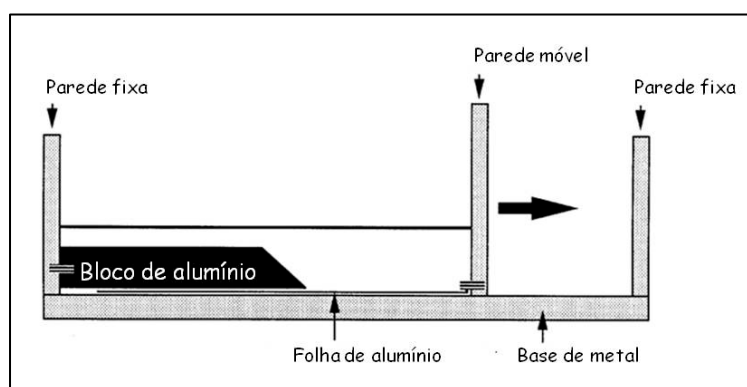


Fig. 146. Equipamento para provocar a extensão da argila húmida disposta numa camada horizontal e estudar a influência da forma da falha e da distribuição do deslocamento na deformação do bloco a teto da falha (adaptado de Withjack *et al.*, 1995).

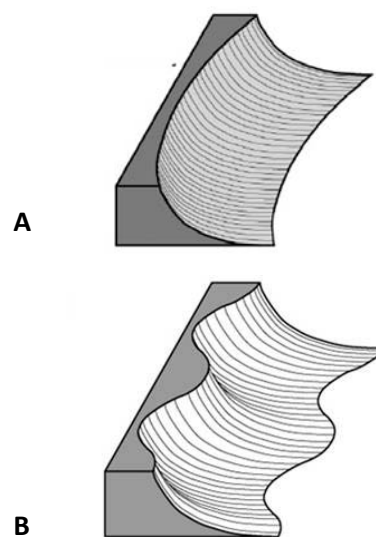


Fig. 147. Blocos rígidos indutores da forma da falha principal- Modelos de Yamada & McClay, 2003a; 2003b).

Estes modelos são independentes da escala, pois podem servir para explicar deformações a nível local com formação ou reativação de falhas lítricas, ou podem ser utilizados à escala da litosfera para simular a extensão a partir de uma margem passiva, que é materializada por um bloco rígido.

Modelos experimentais à escala litosférica têm sido, igualmente, desenvolvidos para perceber os processos que influenciam a fraturação continental, ou seja, aquilo que poderá ser o início de um ciclo de Wilson, e caraterizar a deformação produzida. São os modelos de fraturação continental estreita (*narrow rift*) que têm contribuído para o avanço do conhecimento dos processos que levam à formação de bacias oceânicas.

Os modelos análogos que simulam a extensão litosférica, geralmente assumem que a litosfera apresenta um gradiente geotérmico normal antes do processo de fraturação (Michon & Merle, 2003). Assim, considera-se como perfil reológico da litosfera, o modelo das 4 camadas segundo Davy e Cobbold (1991). Segundo este modelo, a litosfera é constituída a partir da superfície, por uma camada frágil (crosta superior), uma camada dúctil (crosta inferior), novamente uma camada frágil, seguida de uma camada dúctil, ambas situadas no manto litosférico. Seguindo este modelo, para simular processos à escala da litosfera, utilizam-se as 4 camadas, enquanto no caso de a escala se restringir à crosta, utilizam-se duas camadas apenas, uma frágil e outra dúctil. Deste modo, aplicam-se, nestes modelos, as areias para simular as camadas frágeis, e silicone para simular as camadas dúcteis (Davy & Cobbold, 1991).

Os modelos análogos de fraturação continental estreita, consubstanciaram modelos explicativos dos processos a ocorrer ou/e ocorridos, por exemplo, no Rifte Leste-Africano (*e.g.* Bonini *et al.*, 1997), no Vale do Reno e no Maciço Central Francês (Michon & Merle, 2000; 2003). Outros modelos têm explicado, também a influência da sucessão do tipo de movimento, ortogonal e oblíquo e o grau de obliquidade (McClay & White, 1995; Keep & McClay, 1997; Bonini *et al.*, 1997; Corti, 2012) na evolução da deformação produzida, ou seja, na forma dos riftes e falhas associadas (fig. 148 A).

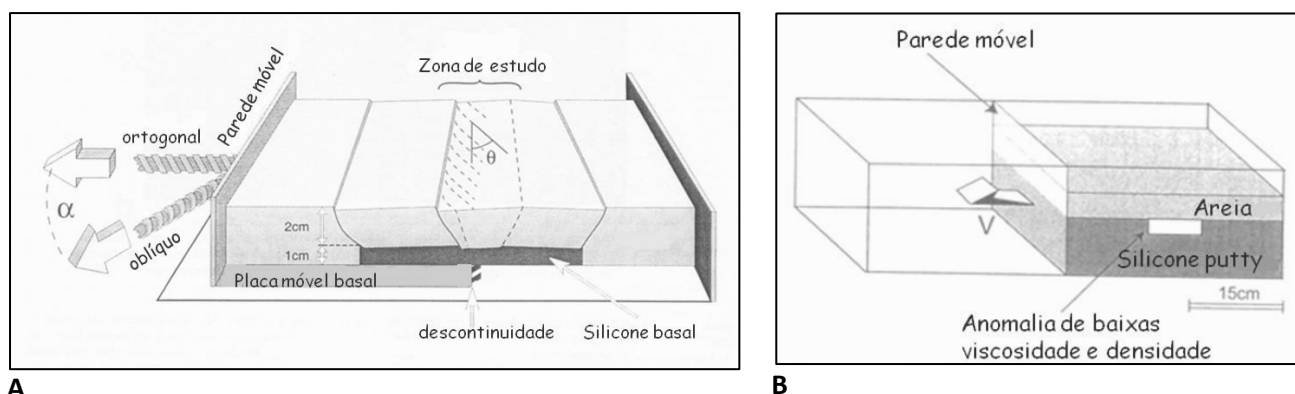


Fig. 148. Modelos extensivos de zonas estreitas (A) e alargadas (B) de fraturação continental.

- A- Influência da sucessão de movimentos, ortogonal primeiro seguido de oblíquo, ou vice-versa. A multicamada de silicone e areia simula o perfil reológico da crosta (adaptado de Bonini *et al.*, 1997).
- B- Influência de estruturas preexistentes, neste caso, anomalias, no processo de fraturação continental. A anomalia é simulada por um tipo de silicone (*silicone putty* na figura) com valores de densidade e de viscosidade menores do que aquele que simula a crosta inferior (adaptado de Tirel *et al.*, 2006).

Ainda, outro tipo de modelos (fig. 148 B), tem investigado o papel que estruturas litosféricas preexistentes podem ter no processo de fraturação continental quer nos processos que levam à fraturação em zonas estreitas (fig. 149 A), como o rifte Leste Africano (Corti *et al.*, 2003; Corti, 2012), quer nas zonas alargadas de fraturação (fig. 149 B), como a Zona de *Basin and Range* (Oeste dos EUA), às quais se encontram associados complexos centrais metamórficos (Tirel *et al.*, 2006).

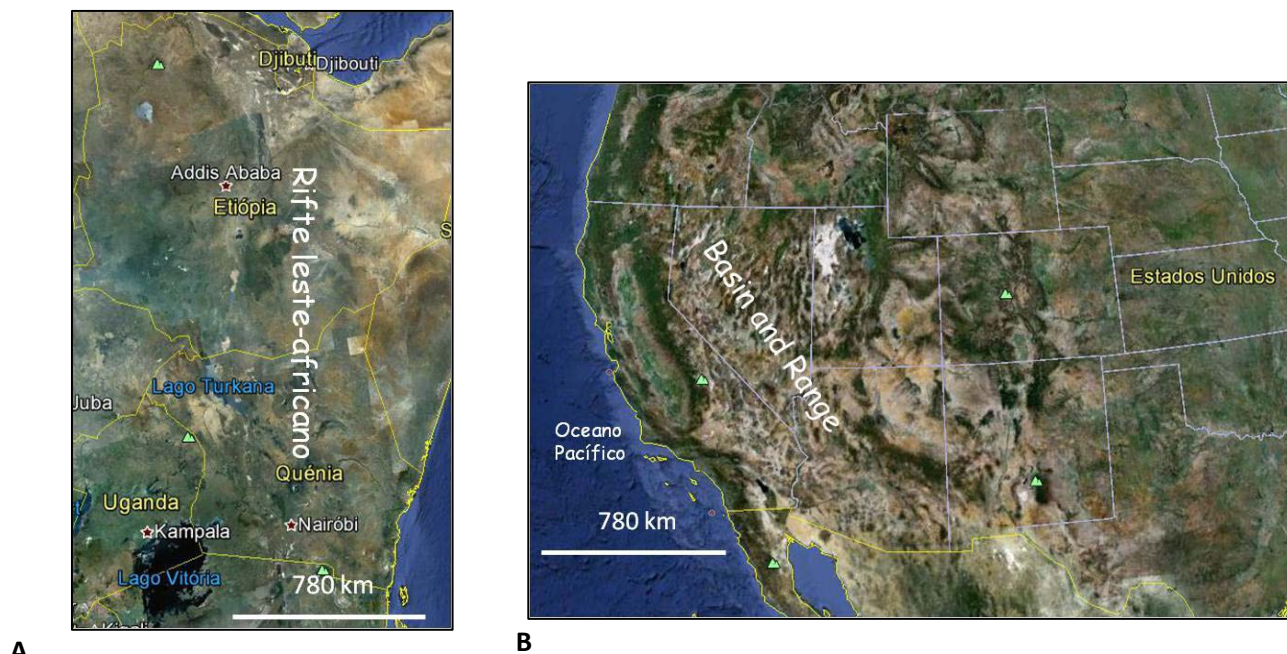


Fig. 149. À mesma escala consegue-se facilmente detetar em como diferem a estrutura do Rifte Leste-Africano (zona estreita) das do *Basin and Range*, situado no continente norte-americano. A-O Rifte Leste-Africano, a esta escala, é uma linha sinuosa que atravessa vários países africanos desde Djibouti, a Norte, passando pela Etiópia, Quênia, Tanzânia, Malawi e terminando no Norte de Moçambique. B- A *Basin and Range* é uma zona bastante larga que abrange, em área, vários Estados federais dos EUA, como a Califórnia, Nevada, Utah e Oregon, de Sul para Norte. Várias bacias se dispersam separadas por relevos positivos (Imagens adaptadas do Google earth[®], orientadas N-S).

Tendo todos os modelos descritos sido desenvolvidos para responder a problemas científicos, testar ou apoiar modelos científicos já existentes, revelam, “no entanto”, um grande valor didático. Com as devidas adaptações, tornam-se modelos análogos explicativos de processos geológicos para diversos públicos.

Passamos, no próximo item a discutir como estes e outros modelos poderão ser utilizados em diversos contextos de aprendizagem, de modo simplificado, sem contudo desvirtuar o seu valor científico.

4. A Modelação Análoga no Ensino e na Divulgação: como aplicar?

A ideia de utilizar a modelação análoga como estratégia de ensino e de aprendizagem, ao nível dos Ensinos Básico e Secundário, de processos geológicos não pode ser considerada uma total inovação. Porém, a modelação (ou experimentação) análoga nunca foi verdadeiramente generalizada, em Portugal, de modo consciente e sustentado, até porque o Ensino da Geologia nem sempre teve como objetivo central, a compreensão dos processos geológicos. Durante grande período do século passado, principalmente durante o *Estado Novo* (período após o qual quase desapareceu dos currícula) era contextualizado mais, como era tradição, pela história natural, e baseado na descrição de rochas e minerais, desprezando por completo a dimensão causal dos fenómenos geológicos. Mesmo quando a Geologia ganhava destaque internacional através da Teoria da Tectónica de Placas, no final dos anos sessenta, princípio dos anos setenta do século XX, o estudo da causalidade em Geologia continuava a ser remetido para posição secundária (Mota, 2001). A este aspeto junta-se o facto de o Ensino da Geologia ter sido durante muito tempo ministrado maioritariamente por professores com formação inicial exclusivamente em Biologia (Amador, 2008). Em outros países (como sugere Allègre, 1999) também só após a Teoria da Tectónica de Placas, o Ensino da Geologia terá passado a centrar-se mais nos processos, dando uma imagem “[...]muito menos estática” desta ciência.

Por outro lado, os modelos habitualmente sugeridos em recursos educativos (como os manuais escolares) de apoio à aprendizagem de processos geológicos, restringem-se geralmente aos processos externos, às formas de vulcanismo, e às tradicionais caixas de areia tão só para gerar dobras e falhas (Dourado & Leite, 2008).

E não se trata de utilizar a modelação análoga, unicamente como forma de motivação para a compreensão de processos geológicos, mas como uma estratégia importante para esse fim. Isto aplica-se a todos os níveis e contextos de ensino, leia-se, desde o 1º ciclo do Ensino Básico até ao Ensino Superior, do Ensino Formal à Divulgação Científica.

Pelo papel decisivo que pode ter nas aprendizagens, assim como tem tido no avanço do conhecimento geológico, a modelação análoga não pode ser vista como uma brincadeira de crianças pelos recém-chegados como bem é referido por Marques (2012). Deve ser levada a sério, mesmo ou especialmente em contextos de aprendizagem e, em que se recorra a materiais que, à partida, possam ser *impensáveis*. Estamos a pensar em materiais utilizados na alimentação, confeccionados ou não (e.g. chantilly, frutas cristalizadas, chocolate, bolachas, fatias de queijo), utilizados por exemplo em trabalhos de divulgação (*vide* Structural Geology RWTH-Aachen, a simulação de boudins em <http://www.youtube.com/watch?v=DX0IFcVp3bA&list=TLcCucDa7Mt7Vk>, acedido em 01/09/2013), ou em

materiais utilizados como brinquedos (*e.g.* silicões vários, tipo *pegamonstros*). Tudo é (quase) possível desde que a escolha dos materiais seja criteriosa, de acordo com a reologia pretendida, o que se pretende e, para quem e em que contexto se pretende simular.

Para o tipo de deformação frágil, as areias são um material muito conveniente para utilização nas escolas, por serem acessíveis e, por permitirem simular também processos externos (erosão e sedimentação).

Antes da atividade de modelação, as areias podem ser preparadas convenientemente pelos alunos, de acordo com as possibilidades da escola. Dentro dessas atividades, incluem-se: a crivagem, a coloração, a medição do ângulo de atrito interno, de forma expedita por medição do ângulo de repouso, em virtude de se tratar de um material granular com coesão negligenciável (fig. 150).

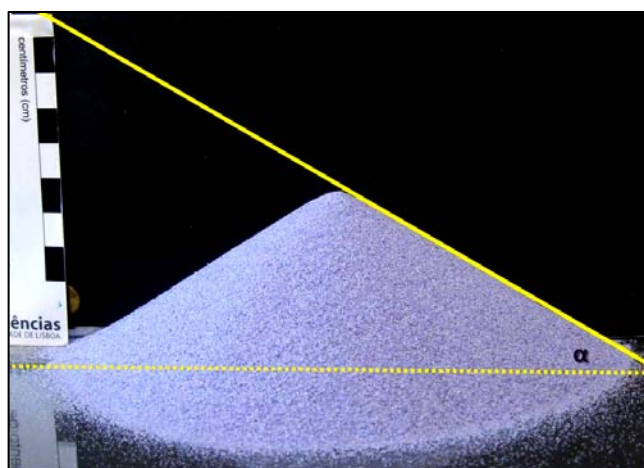


Fig. 150. Medição do ângulo de atrito interno (α) de forma expedita. Despeja-se a areia numa superfície lisa e mede-se o ângulo que a estrutura (em forma de cone) faz com a horizontal.

A crivagem pode ser feita com peneiros ou com coadores. Deve-se atender à medida da abertura da malha e, de acordo com o número de crivos, fazer algum tipo de distribuição granulométrica aplicando cálculos estatísticos simples (*e.g.* média, moda, desvio padrão). A atividade pode e deve envolver outras disciplinas como Matemática, Educação Visual e Tecnológica, Física e Química.

A coloração das areias é realizada em água quente onde, previamente, se dilui o corante (*e.g.* azul de metileno, ou corante de roupa), tendo o cuidado de evitar o contacto com a pele. Depois é levada à estufa, durante tempo e temperatura suficientes para que percam toda a humidade, por exemplo, 100°C durante 24h. A areia deve ficar solta, deve ser bem calibrada e, de preferência, com grãos bem rolados.

A utilização de pós de rocha como o gesso (o mais acessível) é adequada em camadas finas apenas para separar visualmente as camadas de areia (um método já proposto por Hubbert, 1951), ou para misturá-los com ela, a fim de aumentar a sua coesão e ângulo de atrito (*e.g.* Gravelleau, 2008).

Para comportamentos do tipo dúctil, o material mais acessível é a plasticina, a que se pode adicionar um óleo para diminuir a viscosidade, caso seja aconselhável (Zulauf & Zulauf, 2004). É importante averiguar as quantidades necessárias para a reologia pretendida, e atender à existência ou não de confinamento no modelo, bem como à temperatura do local onde se vai realizar a modelação. Se demasiado dúctil (como alguns silicões) e não confinada, a plasticina irá fluir na superfície em que for colocada. As camadas de plasticina ou de silicone devem ser esticadas com um rolo da massa ou numa máquina do tipo “para esticar massa”, até se atingir a espessura pretendida (*e.g.* vide Geomanips, em

http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/02_subduction/04_subduction_plaques/02_lab0/03_a.htm, acessido em 01/09/2013).

Existem no mercado alguns silicones que são vendidos como brinquedos, tipo *pegamonstros*, que também podem ser elaborados em casa ou noutro local, de acordo com várias receitas que facilmente se encontram no ciberespaço em sítios de divulgação de ciência (e.g. em <http://www.explicatorium.com/LAB-Pega-monstros.php>, acessido em 01/09/2013). É possível determinar a viscosidade relativa desses materiais, deixando porções semelhantes em cima de uma superfície lisa durante algumas horas, para medir o seu grau de escoamento (fig. 151). A partir deste teste pode-se escolher o mais apropriado à experiência que se pretende realizar.

A gelatina é o outro material (como a plasticina) que é utilizado como material análogo na investigação (vide quadro 6) e que, está cientificamente testado (Giuseppe *et al.*, 2009), sendo acessível para o Ensino e a Divulgação. No entanto, a sua reologia está muito dependente quer da quantidade de água, quer da temperatura em que se vai desenrolar o processo análogo. Tendo a vantagem de apresentar diversos comportamentos reológicos, aplica-se a várias situações análogas (fig. 152).



Fig. 151. Teste à viscosidade de quatro substâncias passadas cerca de três horas. Da esquerda para a direita: plasticina, silicone que *faz barulhos quando apertado*, silicone tipo *pegamonstro* com características de gelatina, silicone putty utilizado na investigação. A plasticina é o único material que parece não ter sofrido deformação, não se comportando como um fluido.

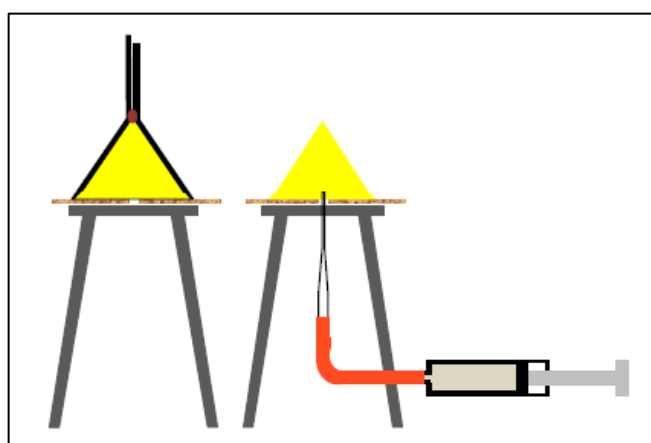


Fig. 152. Atividade “Vulcões e diques” utilizando gelatina (modelo de vulcão) em que se injetam natas por baixo. A injeção provoca a formação de falhas que, em simultâneo, são ocupadas pelas natas. (Retirado de: http://www.earthlearningidea.com/English/Earth_Energy.html, acessido em 12/12/12).

No sítio eletrónico que referenciamos na legenda da figura, existem outras atividades com modelos análogos. A escolha deve, no entanto, ser criteriosa e adaptada à situação de aprendizagem, incluindo os necessários exemplos reais.

Tal como um bom pasteleiro que conhece as quantidades ideais dos vários ingredientes que deve colocar para que o bolo fique no ponto pretendido, os materiais análogos devem ser escolhidos e preparados para que no modelo se reconheça o processo e as estruturas geológicas que se querem simular.

Certamente por essa razão e, porque na pastelaria se produzem e aplicam materiais com reologias diferentes, há também no ciberespaço, produzidos em laboratórios de Geodinâmica, alguns modelos análogos *de pastelaria* (e.g. boudins e figuras de cisalhamento em: <http://www.youtube.com/user/StrucGeology?feature=mhum> e em http://www.ged.rwth-aachen.de/index.php?cat=Education&subcat=Available_positions&page=BSc The analogue modelling of shear zones, acedido em 12/12/12, da Structural Geology RWTH-Aachen, Alemanha). É curioso registar que os modelos de boudins se baseiam no modelo histórico de Ramberg (1955), referido no primeiro item deste capítulo, se bem que seja ainda muito atual.

Apesar de muito atrativos, os modelos *de pastelaria* tal como os outros, podem-se revelar redutores se centrarem as atenções apenas na reologia dos materiais análogos, esquecendo o seu papel de simulação de um processo real (geológico). O perigo é tanto maior quanto menor for a idade do público-alvo, tratando-se dos jovens. Também, por essa razão, é importante que o professor já domine a experiência que vai realizar e que faça a preparação necessária com os alunos acerca do que se vai passar e dos objetivos a atingir. Por outro lado, geralmente, neste tipo de experiências não é feita uma testagem prévia do comportamento dos materiais face à deformação, por isso, elas não devem ser utilizadas sem o enquadramento de outras experiências *cientificamente corretas*, para que não fique a ideia de que *tudo é possível*.

Em qualquer experiência, é igualmente indispensável definir previamente o que se pretende representar e as condições reais em que terá decorrido o processo que se pretende simular. Modelos avulso sem referência visual acerca do objeto ou do processo original representado (nem que seja um atual, análogo de outro passado), é o que, infelizmente, aparece em alguns recursos educativos, seja em suporte papel seja em digital. É necessário que se faça referência pelo menos a um exemplo de processo geológico, localizado no espaço e no tempo, para evitar o perigo da representação ser simplesmente a do modelo, comprometendo a extrapolação para a realidade.

A abordagem a partir de modelos já aferidos dá alguma segurança a quem não tenha muito tempo para testar novos materiais e para realizar a experiência muitas vezes de modo a assegurar alguma reprodutibilidade. Nestes modelos podem-se incluir os modelos históricos desde que devidamente adaptados à realidade que se pretenda mimetizar. Afinal nunca se deixaram de utilizar modelos históricos,

pois, como já referimos, as caixas de areia remontam a James Hall. Devem é ser utilizados com a essencial contextualização teórica e a extrapolação final para um ou mais exemplos reais.

Algumas experiências que abordámos no primeiro item deste capítulo e, que utilizam areias, podem com efeito, ser facilmente adaptadas ao Ensino e à Divulgação. São as experiências de compressão (por indentação ou por subducção) e de extensão (com areias a substituir a argila molhada). Quer as de indentação com parede assim como as de extensão são já do domínio público (*e.g.* Fonseca *et al.*, 2004), apesar da compressão tipo “caixa de areia” ser mais vulgar.

Podem igualmente e devem, as experiências de subducção, ser adaptadas ao ensino por evidenciarem algumas das forças que serão responsáveis pelo movimento das placas litosféricas, evitando-se a sobressimplificação dos modelos de convecção “mantélica” (abordados nos programas e nos manuais escolares). Como referimos no primeiro capítulo, esses modelos são praticamente iguais aos utilizados nos anos 70, apesar da evolução que a Tectónica de Placas teve até hoje. Contudo, a sua adaptação requer um maior cuidado na escolha dos materiais devido às diferenças de densidade e viscosidade exigidas (*e.g.* Geomanips, em http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/02_subduction/04_subduction_plaques/03_pedago/01a.htm, acedido em 12/12/12).

Um exemplo de experiência que pode ser adaptada com outros objetivos, de acordo com a Teoria da Tectónica de Placas, logo a uma outra escala, é a experiência de Hubbert (1951), já abordada no ponto 1.2.4. deste capítulo. Como vimos, apesar de ter utilizado apenas um único equipamento, uma caixa de areia com dois compartimentos contíguos (fig.153), Hubbert (*ibidem*) estudou as falhas normais e inversas como estruturas independentes, formadas por processos também distintos: a extensão e a compressão. Ele viu na experiência apenas a vantagem de conseguir estudar, em simultâneo, os dois fenómenos e de fazer as respetivas extrapolações para a realidade. Porém, não os relacionou. Para além da particularidade de os ângulos de inclinação de falhas normais e inversas serem complementares, porque as tensões principais dos dois processos são perpendiculares, são também complementares os processos que decorrem em cada um dos compartimentos. E mais evidente se torna esta complementaridade se a enquadrarmos na Tectónica de Placas.

Voltemos à experiência (inicial) de Hubbert, propriamente dita. Colocada em movimento a placa separadora dos dois compartimentos, começa a deformação: por extensão formam-se falhas normais no compartimento à esquerda que, por sua vez, contrastam com o leve arqueamento dos leitos de areias no compartimento contíguo, sujeito a compressão (fig. 153). Só após novos incrementos, as areias do compartimento à direita sofrem fracturação, originando falhas inversas. Enquanto no compartimento esquerdo, onde ocorre extensão, a fracturação é praticamente imediata no início do movimento da placa

separadora, no compartimento direito ocorre primeiro deformação interna, provocada pela diminuição de vazios, espessamento e, só por fim, fracturação.

A experiência pode ser utilizada para “mostrar” que numa Terra esférica e limitada, os processos extensivos e compressivos são frequentemente complementares, sem esquecer, no entanto, que existem outros processos de deformação a diversas escalas e sob influência de diversos fatores como a pressão e a temperatura, e que são igualmente responsáveis pela diminuição de espaço. Adicionalmente, é preciso não esquecer que a própria litosfera oceânica sofre deformação. É evidente a relevância da escala em que a representação está a ser feita, que só tem em conta as rochas supracrustais. Isto tem que ser sempre discutido, pois de contrário corre-se o risco de produzir ideias erradas.

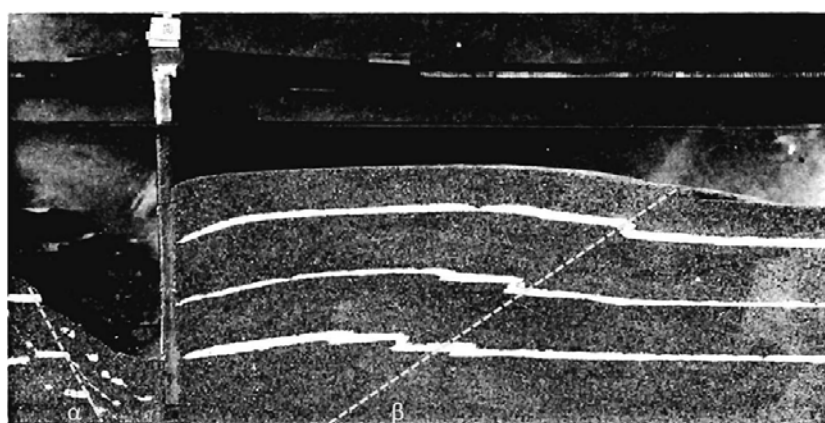


Fig. 153. Experiência de Hubbert. α - Inclinação das falhas normais, β - Inclinação das falhas inversas. É visível o espessamento no compartimento direito (adaptado de Hubbert, 1951).

Assim, consideramos que, mesmo no contexto na Tectónica de Placas, a caixa de Hubbert é um bom modelo, mas mais adequado para os níveis de ensino mais baixos, e mais especialmente para explicar a formação de falhas e dobras, bem como características intrínsecas como os ângulos de inclinação das falhas e dos planos axiais das dobras. Nunca é demais realçar a importância de afirmar os objetivos a que se destina a representação do modelo.

Para encerrar o capítulo, fazemos uma breve referência ao registo mediático dos processos simulados.

A mediatização dos processos simulados pela modelação análoga é algo naturalmente didático e que remonta ao século XIX, primeiro com a invenção da fotografia e depois do filme, já na primeira metade do século XX.

Como atrás referido, com a invenção da fotografia, especialmente Willis e Cadell (item 1.1.4.) e, já no século XX, Hans Cloos, passaram a fazer registos visuais dos seus modelos, permitindo um estudo mais pormenorizado da evolução das estruturas e, em consequência, dos processos simulados. Para melhor

caraterizar a evolução do processo ao longo do tempo, Cloos passou a traçar linhas de direção e velocidade do movimento das partículas nos seus modelos, prática que ainda hoje é realizada.

Mas, para além da componente de investigação, a visualização de filmes dos modelos de abertura de oceanos, como fez Cloos para o Mar Vermelho (Brandstetter, 2011) ou Jacques Malavieille (atualmente no Youtube- <http://www.youtube.com/watch?v=eH2PETmgN9E>- acedido em 14/12/12) para a formação de montanhas em Taiwan, permite *quase viajar no tempo* e assistir de forma simulada a processos muito longos. Mesmo que, apenas visionáveis através de um filme, os modelos experimentais desses processos acabam por fornecer uma ideia mais real do que um modelo numérico ou de uma animação em “3D”.

Capítulo IV

Modelação análoga (de
alguns episódios) da
evolução geodinâmica de
Portugal

No início deste quarto capítulo relembramos o problema mais abrangente desta investigação:

Como poderá a Experimentação Análoga simular processos geológicos decorridos em determinadas unidades de espaço e tempo (do território português)?

Este tem, como metodologia principal, a simulação análoga de processos geológicos decorridos no que é hoje o território português, aqui caracterizados, reveladores de fases dos dois principais ciclos de Wilson, o varisco e o alpino. Para tal, identificaram-se algumas zonas e foram encontrados problemas a resolver na componente científica desta investigação, expressos no quadro 10. É desta componente que trata este capítulo.

Cada uma das zonas e problemas estão enquadrados num ambiente geodinâmico e fase dos referidos ciclos de Wilson. Apesar de, no início ter sido planeada a abordagem também de um episódio decorrido em ambiente divergente de placas, por diversas limitações ao longo da investigação, a mesma acabou por não se concretizar.

Quadro 10. Relação entre os ambientes geodinâmicos, a zona escolhida, objeto de estudo, e o problema científico principal.

Ambiente geodinâmico	Zona em estudo	Ciclo de Wilson	Problema científico principal
A-Convergente	Terreno Sul Português	Varisco	Progressão da deformação e provável interferência do prisma acrecionário da Zona Sul Portuguesa com um relevo submarino ou da margem continental da Avalónia como forma de explicar as diferenças geométricas entre os setores externos e internos
B- Transcorrente	Zona de Císalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo	Alpino	Geração e deformação da bacia de Valongo do Vouga por influência do movimento direito da falha PTFA

Abordam-se, em primeiro lugar, os ambientes convergentes de placas e, neste contexto, o episódio que decorreu no final do ciclo varisco.

A. Ambientes convergentes

Após conhecimento dos principais episódios da História Geológica de Portugal (cap. II) e dos principais tipos de modelos compressivos (cap. III, item 3.1.), verifica-se que alguns desses episódios, que também se enquadram em ambientes de convergência de placas, são de acessível abordagem por meio da modelação análoga para posterior aplicação ao Ensino e/ou à Divulgação Científica. Alguns terão sido já, até, alvo dessa abordagem como é o caso do descrito em Pimentel (2006) para simulação da formação da Cadeia da Arrábida, apesar de a análise ter sido efetuada essencialmente ao nível estrutural.

Os modelos de indentação (Graveleau, 2008; Graveleau *et al.*, 2012) parecem, com efeito, ser os mais aconselhados para simular os processos compressivos a que a Península Ibérica tem sido sujeita durante o ciclo alpino (*e.g.* Fernández-Lozano, 2011), sem, no entanto, esquecer as aparentes exceções (Luján *et al.*, 2003). Neste último caso (*ibidem*), o objetivo foi a deformação de um prisma acrecionário por colisão contra uma parede vertical, sem que se pretenda simular uma subducção, apesar de o processo utilizado ser desse tipo (Graveleau, 2008; Graveleau *et al.*, 2012). Talvez, a utilização de modelos análogos do tipo indentação sejam mais apropriados, no contexto do ciclo alpino, mas há exceções como a simulação do prisma acrecionário associado ao Arco de Gibraltar e, que se relaciona com uma zona de subducção quer no modelo quer na realidade (Gutscher *et al.*, 2009; 2012). Porém, também foi aplicado, para a simulação do mesmo processo natural, um modelo de indentação por Duarte *et al.* (2011).

Assim, nunca é demais reforçar que a preferência por um ou outro tipo de modelo (indentação ou subducção), na investigação científica, nem sempre está relacionada diretamente com a fase da orogénese que se quer simular - subducção ou colisão -, dado que o estilo tectónico obtido é semelhante (Graveleau, 2008). Já no que diz respeito a uma futura aplicação didática, valerá a pena escolher o tipo de modelo de acordo com a fase da orogénese que se pretende simular, como o demonstram os dados que já recolhemos na investigação educacional (*vide* cap. V).

De acordo com o critério anteriormente exposto e, centrando-nos agora nos processos decorridos durante a fase convergente do ciclo varisco, parece-nos que os modelos de subducção se adequam preferencialmente à simulação das fases iniciais da orogénese, enquanto os modelos de indentação devem ser utilizados para simular as fases mais avançadas do mesmo processo geológico, a partir do momento em que a subducção é travada pela colisão. Assim, para simular a orogénese do ciclo varisco, o modelo deve ser adequado à fase simulada.

1. O exemplo da Zona Sul Portuguesa

A opção pela modelação da formação e deformação da Zona Sul Portuguesa (ZSP), reside em razões, primeiro do foro científico e, em segundo plano, do foro didático. Os problemas científicos propostos apresentavam-se ainda em aberto. A ZSP já tinha sido indicada, mas como exemplo de zona externa do orógeno varisco ibérico, em trabalhos de modelação análoga com vista à Divulgação e ao Ensino (*e.g.* Dias & Cardoso). Em termos didáticos, não seria necessária uma muito grande simplificação a partir do modelo inicial, para aplicação ao Ensino e/ou à Divulgação, permitindo não desvirtuar as bases científicas. Além do que constituía um exemplo, ele próprio extremamente didático, da deformação associada a uma zona de subducção.

Consideramos que um modelo científico é sempre uma representação simplificada da realidade, que vai sofrendo modificações ao longo do tempo, fruto do aumento do conhecimento e da discussão entre pares. O modelo que utilizámos, para simular a formação e deformação da Zona Sul Portuguesa, baseia-se em várias premissas que, por sua vez, se enquadram na Teoria da Tectónica de Placas.

2. Localização e contexto paleogeográfico

No quadro da Península Ibérica, a Zona Sul Portuguesa (Lotze, 1950; Ribeiro *et al.*, 1979) ocupa, dentro da cadeia varisca, uma posição externa oposta à outra zona externa, a Cantábrica a Norte. Este orógeno caracteriza-se em termos estruturais por uma forma em leque, em que nas zonas internas, as estruturas (falhas e dobras) se caracterizam por uma grande inclinação, que vai diminuindo progressivamente para as zonas externas. Estas diferenças são acompanhadas, no que diz respeito ao grau de metamorfismo, elevado, nas zonas internas, e quase no campo da diagénese (anquimetamorfismo), nas zonas mais externas (Munhá, 1983). O mesmo se passa com o magmatismo sinorogénico, mais intenso e acentuado nas zonas internas (Ribeiro *et al.*, 1979). Este padrão de zonamento está pois relacionado com as condições de pressão e temperatura a que os materiais litosféricos ficaram sujeitos, bem como com a transferência de fluidos das zonas em maior compressão para zonas menos comprimidas (Ribeiro, 2002), tudo fruto do encurtamento e consequente espessamento da cadeia. O reajustamento isostático e a erosão, posteriores à formação da cadeia, permitem-nos hoje observar rochas (metamórficas) que se geraram em profundidades muito maiores do que as que hoje ocupam.

Tem sido reconhecido que o Maciço Ibérico constitui um dos melhores fragmentos expostos do orógeno varisco na Europa Ocidental, sendo, por sua vez, a Zona Sul Portuguesa um dos locais que mais tem atraído a comunidade científica, como área que permite o estudo da evolução da Orogenia Varisca no espaço e no tempo (Schmelzsch *et al.*, 2008). Os afloramentos ao longo da zona costeira do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina de grande valor científico e didático, alguns deles recentemente classificados como *geossítios* (Brilha, 2009) são disso exemplo.

A Zona Sul Portuguesa, faz contacto com o Terreno Ibérico, mais exatamente com a Zona de Ossa Morena, através do cavalgamento de Ferreira-Ficalho (Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro & Silva, 1983) e do Complexo Ofiolítico de Beja- Acebuches (fig. 154).

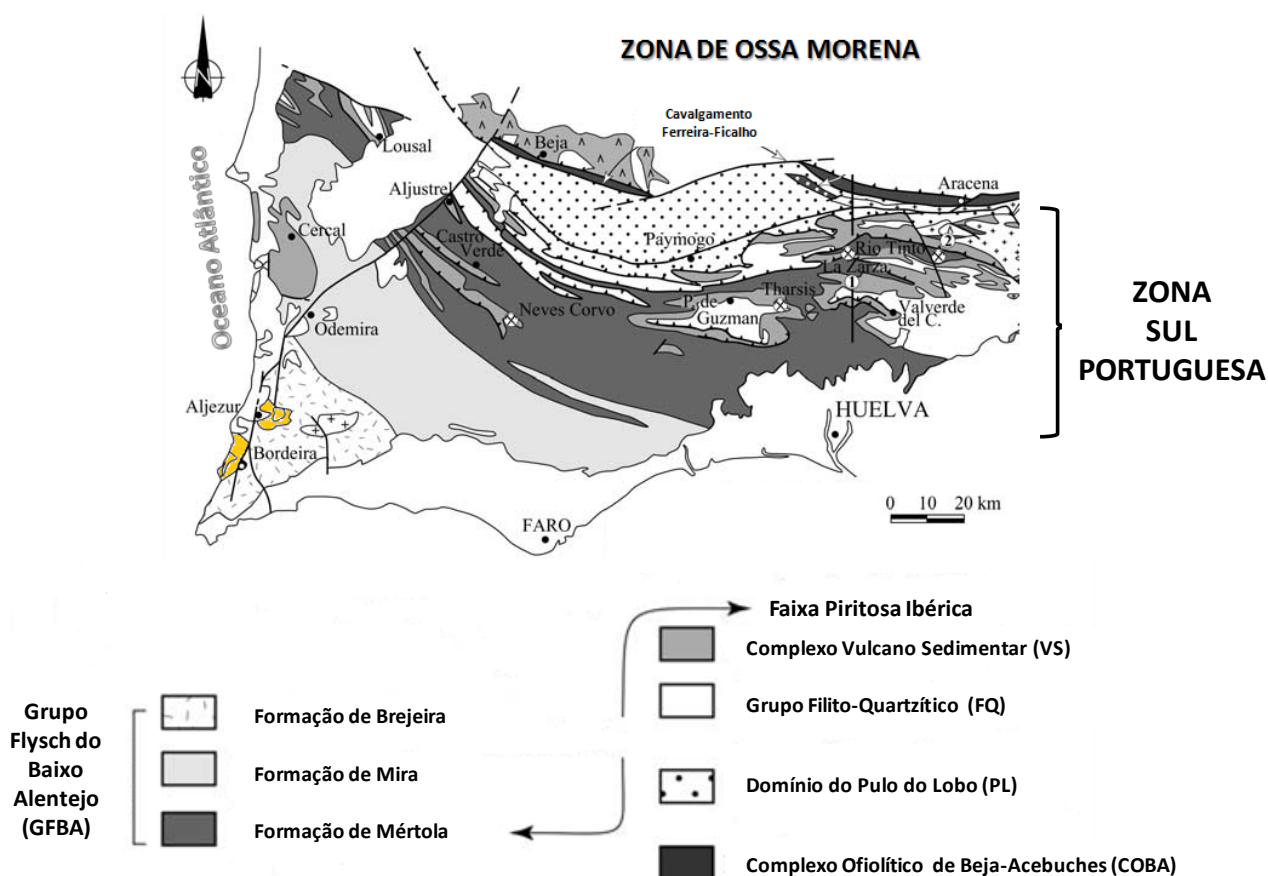


Fig. 154. Enquadramento geográfico, geológico e estratigráfico da Zona Sul Portuguesa (Adaptado de Onézime *et al.* (2003) que, por sua vez adaptou de Oliveira *et al.* (1990). A amarelo está destacado o setor SW.

O interesse científico pela Zona Sul Portuguesa (ZSP) justifica-se, em grande parte, por incluir a denominada Faixa Piritosa Ibérica (*e.g.* Barriga, 1990; Pereira *et al.*, 2007), província metalogénica de depósitos de sulfuretos maciços, associados a vulcanismo bimodal (ácido e básico).

Segue-se um breve resumo da litostratigrafia da ZSP.

3. Litostratigrafia geral

Quanto à litostratigrafia, a Zona Sul Portuguesa, é classicamente dividida nos seguintes domínios, de Norte para Sul: o Domínio do Pulo do Lobo (PL), a Faixa Piritosa que inclui o Complexo Vulcano-Sedimentar (VS) e o seu substrato detrítico - o Grupo Filito-Quartzítico (PQ) -, o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (GFBA) e o Setor Sudoeste (Oliveira *et al.*, 2006). Por alguns autores (*e.g.* Fonseca, 1995), numa abordagem geodinâmica, o Domínio do Pulo do Lobo é denominado por Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo (TAPL), tendo em conta que a idade e as características genéticas são distintas das dos outros domínios da ZSP, apresentando mais afinidades com o COBA que, conjuntamente com o TAPL, materializa a sutura ZOM-ZSP (Simancas *et al.*, 2003). Estes autores até denominam o conjunto das duas estruturas por Complexo Acrecionário (*Accretionary Complex*).

O tipo de metamorfismo é diferente nos diversos domínios da Zona Sul Portuguesa. Na Zona Nordeste, Domínio do Pulo do Lobo, também designado estruturalmente como Antiforma do Pulo do Lobo (Silva *et al.*, 1990) ou, mais recentemente, por Anticlinal do Pulo do Lobo (Pereira *et al.*, 2007), o metamorfismo situa-se na fácies dos xistos verdes (zona da clorite), enquanto na Faixa Piritosa já se situa na fácies da prenite-pumpelite, e no extremo Sudoeste da ZSP se encontra na fácies zeolítica (Silva, 1989) ou mesmo no anquimetamorfismo (Munhá, 1983).

No que respeita à idade, quer das formações, quer da deformação, ela decresce de NE para SW, de um modo geral (Ribeiro *et al.*, 1979), como veremos de seguida. O PQ é a formação mais antiga da denominada Faixa Piritosa, sendo correlacionável com a formação de Tercenas (*vide* quadro 11). O PQ tem uma origem terrígena, típica de ambiente continental ou de transição. Contém sequências muito espessas areníticas (em que se incluem quartzitos, quartzovaques e alguns conglomerados) alternadas com argilitos. A existência de estruturas com estratificação gradada, marcas de ondulação (*ripples marks* em inglês) e bioturbação, confirma que estas litologias se formaram em zona marginal pouco profunda. No topo da formação existem bancadas carbonatadas pouco espessas com fósseis de trilobites e braquiópodes (Oliveira, 1990). Terá, na atualidade em conjunto com o VS, mais de 200 metros de espessura, apesar de esta não ser conhecida (Oliveira *et al.*, 2013).

Entre o PQ e a Formação de Mértola do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (GFBA) situa-se o Complexo Vulcano-Sedimentar (VS), do Devónico inferior. Ele assenta sobre o PQ sem que haja discordâncias (Oliveira, 1983). Uma das principais características do VS é a interestratificação de rochas vulcânicas e sedimentares

(Oliveira, 1990), compreendendo uma grande variedade destes dois tipos de rochas, bem como mistas, dispostas segundo lineamentos NW-SE, praticamente paralelos à fronteira ZOM-ZSP (Oliveira, 1983).

O limite entre o VS e a formação sobrejacente, ou seja, a Formação de Mértola, a mais antiga do GFBA (fig. 155), é gradual em muitos locais. Julga-se que o VS terá sido uma importante fonte de sedimentos para a Formação de Mértola, dada a presença de fragmentos rochosos do VS, como por exemplo, de vulcanitos ácidos e básicos e de quartzo vulcânico (Oliveira *et al.*, 2013).



Fig. 155. GFBA - Sequência de turbiditos - bancadas menos espessas de grauvaques, alternadas com sequências de interturbiditos - bancadas mais espessas de pelitos, onde são visíveis os planos de xistosidade.

O GFBA é formado por sequências de turbiditos e de interturbiditos que constituem as três formações: a já referida Formação de Mértola, a Formação do Mira e a Formação de Brejeira (*vide* quadro 11). As três têm uma orientação NW-SE e são sucessivamente mais recentes no sentido SW.

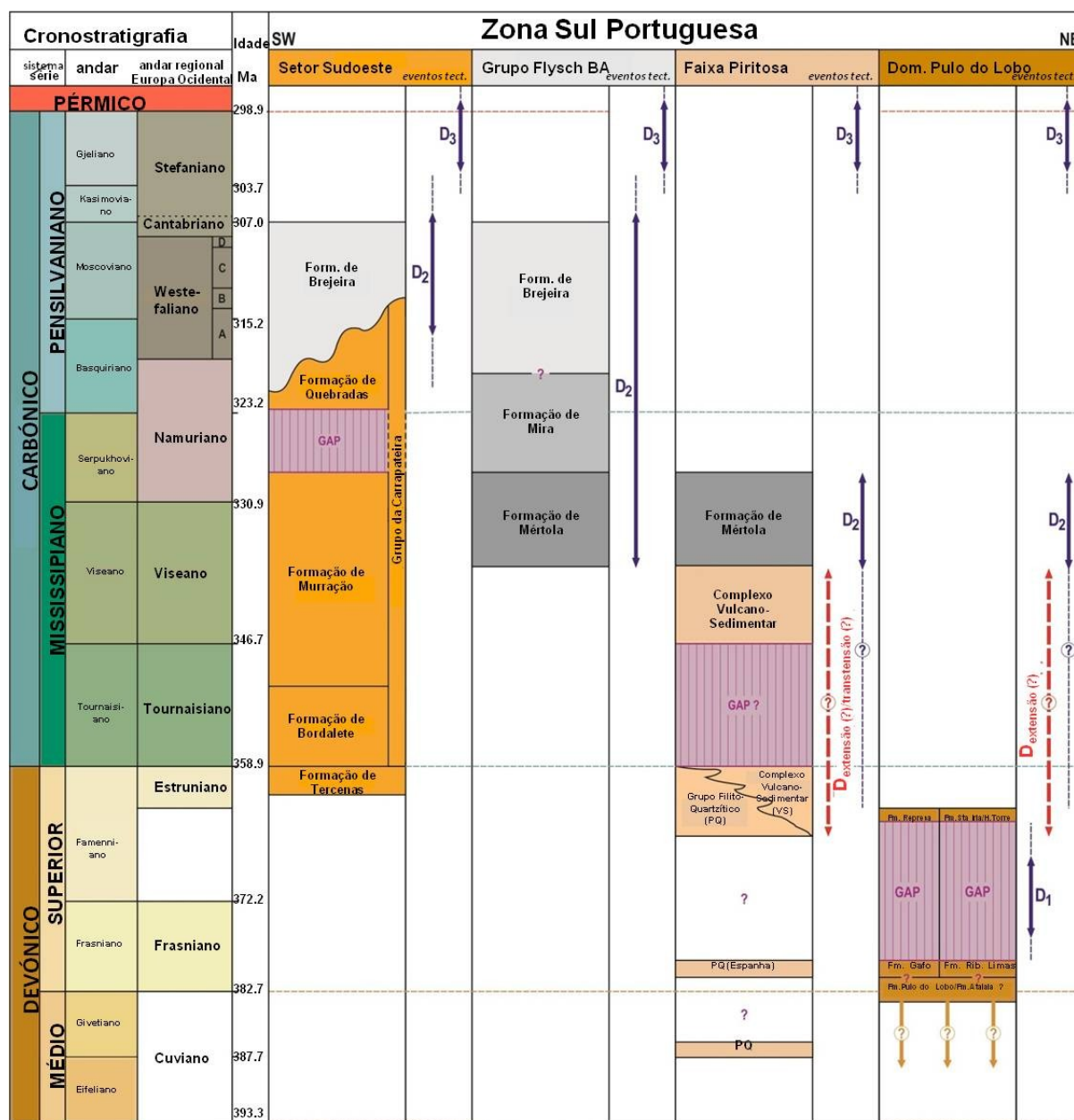
A Formação do Mira, que se sobrepõe à de Mértola, é constituída por uma sequência turbidítica de pelitos e grauvaques, que apresenta menor contraste de fácies, sendo raras as camadas mais grosseiras e ausentes os níveis de conglomerados. O limite entre ambas as formações é feito por um horizonte estratigráfico contínuo (Silva, 1989). As características sedimentológicas sugerem que os turbiditos da Formação do Mira depositaram-se bem longe da fonte. As medidas das paleocorrentes forneceram uma direção predominante de NW-SE (Oliveira, 1983), direção próxima da predominante geral em toda a zona externa, incluindo a Faixa Piritosa, NNW-SSE (Oliveira, 1990). Uma espessura entre 1 e 1,5 km foi sugerida com algumas cautelas por Oliveira *et al.* (2006) dada a complexidade estrutural que afetou esta formação. A idade encontra-se mal definida tendo sido situada entre o Serpukoviano inferior e o Basquiriano inferior (Oliveira *et al.*, 2013).

Por último, a Formação da Brejeira, contém na base quartzitos impuros, quartzovaques e xistos argilosos intercalados, ocupando uma faixa com largura de 5 a 10 km que contacta com a Formação do Mira de forma gradual (Oliveira, 1983). Na zona superior, apresentam-se grauvaques que se estendem até à Bacia Algarvia (Oliveira *et al.*, 2006), sobrepondo-se à sucessão estratigráfica do Sector SW (anticlinais de Aljezur e da Bordeira). De um modo geral, quer as litologias da base, quer os grauvaques sobrejacentes são pobres em fragmentos vulcânicos, dada a distância a que se encontram do VS a Norte. Tal como para as outras formações do GFBA é desconhecida a exata espessura da Formação da Brejeira, assumindo-se um valor da ordem dos 2 km (Oliveira, 1983). Quanto à idade, a Formação da Brejeira foi datada de acordo com o seu

conteúdo paleontológico (Pereira & Oliveira, 1995; Pereira, 1999), como tendo-se depositado do Basquiriano inferior, a Norte, ao Moscoviano superior, a Sul.

As medições, na tentativa de inferir os sentidos das paleocorrentes na secção norte da Formação da Brejeira, mostraram um padrão complexo com predomínio para SE e E, sendo menor para SW e N. Apesar da escassez de dados, estes sentidos, bem como as características dos grauvaques, sugerem que os sedimentos teriam sido provenientes da zona Oeste, onde se localiza hoje o Oceano Atlântico (Oliveira, 1983). Mais à frente, o mesmo autor refere que a bacia em enchimento estaria nesta altura a ser alimentada de ambos os quadrantes, N e S (*ibidem*).

Quadro 11. Cronostratigrafia da Zona Sul Portuguesa - principais unidades litostratigráficas e eventos tectónicos regionais (adaptado de Oliveira, 1990; Silva *et al.*, 1990, 2013; Oliveira *et al.*, 2013).



O chamado Setor Sudoeste da ZSP é constituído por um *substrato detrítico*, a Formação de Tercenas, que se assemelha ao PQ, quer em idade quer em termos litológicos (Oliveira, 2006). Com efeito, a Formação de Tercenas é composta por arenitos com alguns argilitos interestratificados e tem uma espessura visível de 100 m. São características indicadoras de se ter depositado em águas pouco profundas, por exemplo: a estratificação entrecruzada em arenitos, as estruturas onduladas e laminadas, e a intensa bioturbação. O conteúdo paleontológico indicou um intervalo de idades do Devónico superior à base do Tournaisiano (Oliveira *et al.*, 2013). As paleocorrentes têm sentidos variados mas as orientadas para Norte são as mais comuns. Estas idades são similares às do PQ da Faixa Piritosa (Oliveira, 1990).

Sobre a Formação de Tercenas assenta o denominado Grupo da Carrapateira, de natureza argilo-carbonatada, sendo composto pelas formações de Bordaleta, Murração e Quebradas. O Grupo da Carrapateira aflora nos anticlinais de Bordeira e Aljezur, apresenta litologias e conteúdo fóssil diferente do resto da ZSP, para além de apresentar uma muito menor espessura total, inferior a 400 m. Ocorre exclusivamente neste setor SW e compreende argilitos, margas, calcários e xistos negros. A formação de Bordaleta, com cerca de 200 m de espessura, é uma sucessão de xistos cinzentos-escuros, com camadas interestratificadas de siltitos carbonatados, lâminas de xistos negros e siltitos. Algumas destas litologias apresentam estruturas sedimentares, como estratificação cruzada, típicas de ambiente litoral (Oliveira, 1983). O conteúdo paleontológico indicou uma idade situada no Tournaisiano, inferior a médio (Oliveira *et al.*, 2013).

A Formação da Murração, com uma espessura aproximada de 60 m, é constituída por xistos argilo-margosos, e calcários dolomíticos, em geral. A idade vai do Tournaisiano superior ao Serpukoviano inferior (*ibidem*).

Por fim, a Formação de Quebradas, com uma espessura aproximada de 70 m, compreende também xistos negros alternados com camadas de carbonatos e siltitos. Tal como o membro superior da Formação da Murração, esta torna-se menos rica em carbonatos para Norte (Oliveira *et al.*, 2013).

Destacam-se duas camadas laminadas de pelitos que podem representar já a influência das correntes de turbidez que, mais tarde, depositariam a Formação de Brejeira. Esta sobrepõe-se nesta zona à Formação de Quebradas (Oliveira, 1983), constituindo a parte marinha do Carbónico superior que ainda faz parte do Setor SW.

4. Estrutura(s)

Em termos estruturais, a ZSP é descrita como uma cintura arqueada de estruturas compressivas (dobras, falhas inversas, carreamentos) imbricadas para SW, que constitui o troço sudoeste do denominado

Arco Ibérico Varisco ou Arco Ibero Armoricano (Silva, 1989; Silva *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1996a; Ribeiro, 2006). Este, por sua vez, tem continuidade no Noroeste de França (Bretanha) e no Sudoeste de Inglaterra (Cornualha) [Matte, 1986]. As estruturas dominantes variam de direção NNE-SSW, junto ao Atlântico, a E-W perto da fronteira com Espanha, no entanto, a vergência é sempre para SW.

As estruturas mais antigas (atribuídas à primeira fase de deformação - D₁) situam-se no núcleo do Antiforma (Anticlinal) do Pulo do Lobo. São dobras apertadas, cujo plano axial tem direção N-S e clivagem associada. Não é conhecida a idade das estruturas, tendo tido lugar, provavelmente, no Devónico superior (Silva *et al.*, 1990).

Após o evento tectónico que levou ao vulcanismo na Faixa Piritosa, ocorreu a segunda fase de deformação que afetou o Domínio do Pulo do Lobo e a Faixa Piritosa. A partir daí a deformação propagou-se para SW, nas formações do GFBA. Prova-o a inclinação das estruturas que é maior nas zonas internas, decrescendo à medida que se caminha para as zonas externas, onde é possível observar cavalgamentos subhorizontais (carreamentos) de grande envergadura (Ribeiro, 1983). Outro aspeto estrutural importante da ZSP é o facto de os núcleos dos anticlinais principais nunca apresentarem litologias mais antigas que o Devónico superior, sugerindo a presença de uma zona de descolamento na base das estruturas imbricadas (Ribeiro & Silva, 1983). Desde cedo, esta premissa foi comprovada por dados da Geofísica, confirmando uma zona de menor velocidade das ondas sísmicas, em profundidade, sugerindo uma *zona laminada* correspondente ao descolamento (Mueller *et al.*, 1973; Prodhel *et al.*, 1975).

Com base nos dados de campo e geofísicos, desde os anos 70-80 do século XX, alguns autores (*e.g.* Silva *et al.*, 1990) caracterizam a ZSP, principalmente, a Faixa Piritosa e o Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo, como um prisma acrecionário relacionado com uma zona de subducção vergente para Norte. O perfil de reflexão sísmica profunda IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003), realizado na zona espanhola, veio a fornecer dados mais precisos que os efetuados anteriormente em território português (Mueller *et al.*, 1973; Ribeiro *et al.*, 1996a). Através do IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003) foi, por exemplo, possível constatar que a crosta superior da ZSP está afetada por um muito maior número de cavalgamentos do que os que aparecem representados nos mapas geológicos, com alguns que não atingem a superfície, sendo apenas visíveis através dos dobramentos associados às falhas em profundidade (são *blind thrusts*, em português cavalgamentos cegos, por não serem visíveis à superfície).

Os cavalgamentos do *sistema imbricado* enraízam-se num descolamento basal (fig. 156), subhorizontal situado entre os 12-15 km na zona estudada (Simancas *et al.*, 2003), enquanto Ribeiro e Silva (1983) o tinham localizado, no perfil Beja-Sagres, entre os 10 e os 20 km, a partir dos registos sísmicos descritos em Prodhel *et al.* (1975).

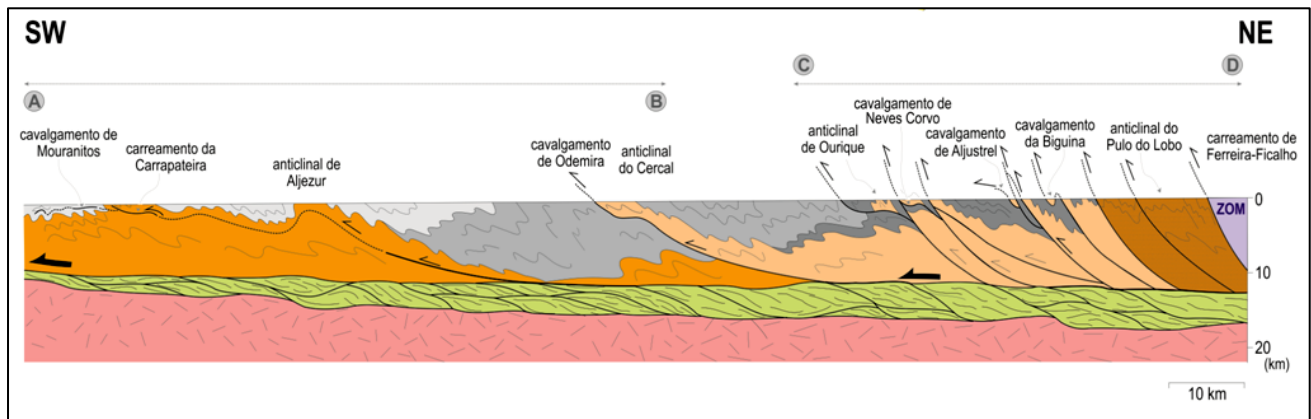


Fig. 156. Corte da ZSP, a partir dos cortes das folhas 7 e 8, da Carta Geológica de Portugal 1: 200 000 (Oliveira, 1984; Oliveira, 1992) [Adaptado de Ribeiro *et al.*, 2007].

Simancas *et al.* (2003) avançam com a hipótese do descolamento acima referido materializar o limite Proterozoico-Paleozoico, enquanto Matias (1996, p. 351) considera que a zona de descolamento deve ter uma espessura de 5 a 8 km e ser constituída por xistos. Abaixo do descolamento existem alguns cavalgamentos vergentes para Sul que se terão formado após o seu desenvolvimento (Simancas *et al.*, 2003). Assim, a hipótese da possibilidade do descolamento, na base do conjunto de estruturas imbricadas para SW, ter contribuído para um tipo de tectónica pelicular (do tipo *thin-skinned* em inglês) avançada por Ribeiro e Silva (1983), passou a estar mais consubstanciada com os resultados dos estudos de reflexão sísmica do IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003; Schmeltzsch *et al.*, 2008).

Como a zona interna da ZSP apresenta uma estrutura mais complexa e uma deformação também mais intensa que a zona externa (assunto que será discutido no item e subitens 8 deste subcapítulo com base em cortes balanceados), tudo leva a supor que a deformação se propagou de NE para SW (coordenadas atuais), certamente em consequência do fecho do Oceano *Rheic*, e da erosão da cadeia a Norte (ZOM e PAPL), que permitiu o sucessivo fornecimento de materiais que foram também sendo sucessivamente deformados e erodidos (Oliveira *et al.*, 2013) como indicam as estruturas tectónicas e sedimentares/erosivas.

5. Evolução geodinâmica

A evolução da paleogeografia varisca do SW ibérico continua ainda em debate (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2007; Marques *et al.*, 2010; Pereira *et al.*, 2012), sendo que as características litostratigráficas são interpretadas de acordo com o ambiente paleotectónico em que foram produzidas. Por outro lado, esta evolução paleogeográfica tem que ter em conta não só a abertura dos principais domínios oceânicos, respetivamente o oceano *Rheic* no Ordovício inferior (Pedro *et al.*, 2010) e o *Paleotétis* no Ordovício superior (Stampfli & Borel, 2002; Ribeiro *et al.*, 2007) mas, igualmente, o princípio do seu fecho devido à

subducção a Norte (coordenadas atuais), durante o Ordovícico superior para o *Rheic* (Pedro *et al.*, 2010), ou no limite Silúrico-Devónico para o *Paleotétis* e o *Beja-Acebuches* (Stampfli & Borel, 2002; Ribeiro *et al.*, 2007).

O desconhecimento da idade das formações da Atalaia e do Pulo do Lobo (vide tabela cronostatigráfica- quadro 11) limita a compreensão da evolução do Paleozoico inferior do SW da Ibéria. No entanto, os metavulcanitos (rochas vulcânicas que sofreram metamorfismo), interestratificados com assinatura geoquímica oceânica (Munhá, 1983) e outras características litostratigráficas, levaram a considerar (Silva *et al.*, 1990; Quesada *et al.*, 1994) que, no Devónico médio, estas formações já fariam parte de um prisma acrecionário associado a uma litosfera oceânica em subducção sob o Terreno Ibérico, na Zona de Ossa Morena (Ribeiro *et al.*, 2007).

A subducção continuada junto do Terreno Ibérico terá permitido que uma plataforma continental predominasse na margem da Avalónia, ainda no Devónico superior. Nesta plataforma depositar-se-iam os sedimentos que agora integram o Grupo Filito-Quartzítico (PQ) da Faixa Piritosa (Oliveira *et al.*, 2013), típico de zona pouco profunda (Oliveira, 1990).

O VS, que assenta sobre o PQ apresenta variações laterais de fácies e de espessura, características de regiões em que se registou grande atividade vulcânica. O vulcanismo ácido terá sido claramente dominante, em volume de produtos, face ao vulcanismo básico e, ainda mais, quanto ao intermédio. O pico da atividade vulcânica ter-se-á registado durante o final do Devónico superior (Oliveira *et al.*, 2013).

A atividade vulcânica produziu os depósitos de sulfuretos maciços que tornaram a Faixa Piritosa Ibérica numa famosa província metalogenética (*e.g.* Barriga, 1990). Em 100 anos (1890-1990) terão funcionado 100 minas, das quais terão sido extraídos 280 milhões de toneladas de sulfuretos polimetálicos maciços. A descoberta das chaminés negras (*black-smokers* em inglês), no final dos anos 70 do século XX, veio a dar pistas, ou melhor, análogos modernos, que explicam a existência destes depósitos (*ibidem*).

Esta atividade vulcânica que originou o VS terá decorrido de forma intermitente desde o Devónico superior até ao Viseano superior (Carbónico inferior) e ocupado uma faixa com mais de 250 km de comprimento e, com pelo menos, 80 a 100 km de largura (Oliveira *et al.*, 2013).

Um processo de extensão generalizada terá decorrido durante o período de tempo acima referido no limite norte da mencionada plataforma continental da Avalónia (*s.l.*). Esse evento tectónico terá sido responsável pelo vulcanismo submarino decorrido na larga área acima descrita. Porém, o enquadramento deste processo extensivo tem sido alvo de interpretações variadas; um arco vulcânico relacionado com a subducção (Schutz *et al.*, 1988; Soler, 1973; Monteiro & Carvalho, 1987; Onezime *et al.*, 2003); transtensão continental ao longo de bacias de *pull-apart*, induzida por colisão oblíqua (Silva *et al.*, 1990; Quesada *et al.*, 1994; Giese *et al.*, 1994); encurvamento relacionado com a formação do Arco-iberoamericano levando a regime transpressivo com forte distribuição da deformação (Ribeiro *et al.*, 2007); *roll-back* (recuo da placa)

da placa da Avalónia em subducção (Marques *et al.*, 2010); efeitos do levantamento regional dos setores SW da ZOM (Silva *et al.*, 2013). A causa ou causas da extensão que terá levado ao vulcanismo da Faixa Piritosa está, assim, em aberto, não sendo a sua discussão propósito deste trabalho.

As formações que se sobrepõem ao VS no espaço e no tempo, são de depósitos turbidíticos e interturbidíticos. Os turbiditos e interturbiditos são depósitos sedimentares de margem continental e fundo abissal. Correntes de baixa energia transportam habitualmente sedimentos finos, provenientes do interior dos continentes, originando, por sedimentação e diagénese, pelitos. Um aumento de energia das correntes permite o transporte, também a partir dos continentes, de sedimentos mais grosseiros de diversas origens, por vezes, como resultado de tempestades ou de sismos. Esses sedimentos, por deposição e diagénese, formam grauvaques (arenitos impuros). Aquelas correntes designam-se por correntes de turbidez. Podem ser definidas como um fluxo turbulento em que as partículas dos sedimentos são mantidas em suspensão, podendo atingir densidades de 1100Kg/m^3 , velocidades de 10 m/s e distâncias de 1000 km, mesmo em fundo plano (Bruschi *et al.*, 2006).

As sequências descritas por Bouma (1962) são consequência do transporte e deposição de turbiditos - que originam os grauvaques - e de interturbiditos - que originam os pelitos. Os grãos dos grauvaques podem depositar-se em minutos ou horas enquanto as argilas e os siltes dos pelitos podem levar vários anos.

Nas camadas mais finas produzem-se habitualmente, marcas de erosão (*grooves marks*, *flutes marks*), deixadas pelos produtos mais grosseiros (na base das camadas também mais grosseiras) transportados pelas correntes de turbidez (Reineck & Singh, 1980). As areias preenchem essas marcas, formando estas estruturas que ficam, posteriormente, em evidência nos grauvaques, depois das camadas pelíticas já terem sido erodidas. Algumas marcas de erosão fornecem a direção e sentido das paleocorrentes e, consequentemente, do transporte, enquanto outras fornecem apenas a direção (fig. 157). Estão no primeiro caso as *flutes marks* (marcas em forma de bisel), cujo vértice é o local onde estava localizado o obstáculo, indicando o sentido contrário ao da (paleo)corrente (*ibidem*).

As medições das paleocorrentes na Formação de Mértola, depositada no Viséano superior, indicaram um complexo padrão de direções que, no entanto, revelam uma proveniência predominante dos quadrantes Norte, onde se situa, por exemplo, o Maciço de Beja e algumas áreas da Faixa Piritosa (Oliveira, 1983).

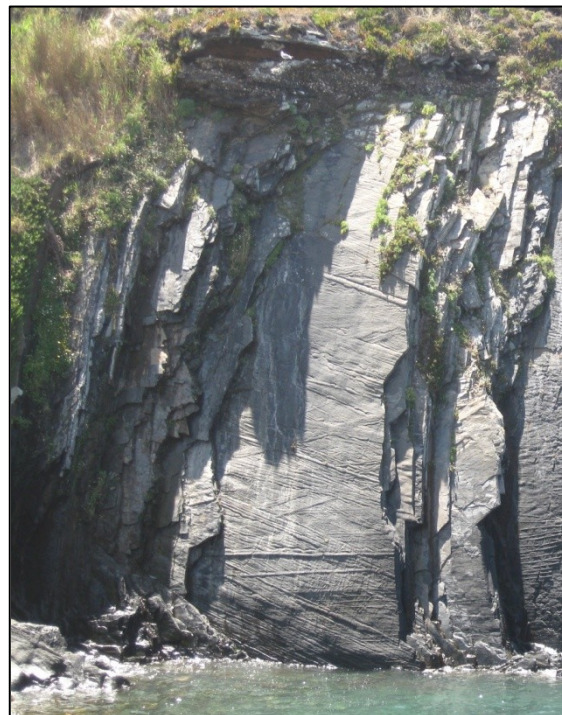
Na Formação de Mértola, a taxa de arenitos relativamente à de pelitos é elevada. Para além disso, os arenitos apresentam frequentemente características típicas dos turbiditos, como, por exemplo, areias com comportamento de fluido, figuras de *slump*, diques de areia, fluxos de lama (*mud flows*) [Oliveira, 1990]. A composição dos clastos dos grauvaques e dos conglomerados sugere igualmente que podem ter tido origem na Faixa Piritosa (Oliveira *et al.*, 2013).

As fortes correntes de turbidez produzidas na altura, com capacidade erosiva, podem ter resultado de um aumento de subsidência da bacia em que se foram depositando as formações do GFBA, que evoluiu para SW, enquanto a tectónica compressiva continuava a atuar (Oliveira, 1983). Tal terá permitido, por exemplo, que a espessura da Formação de Mértola tenha atingido um valor superior a 3 km (Oliveira *et al.*, 2006; 2013).

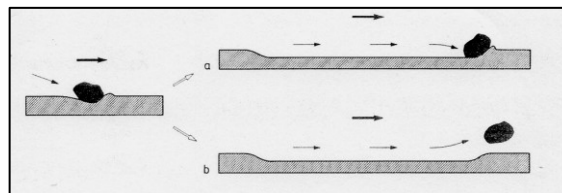
Quanto ao Grupo da Carrapateira, vários autores (Oliveira, 1983; Oliveira *et al.*, 2006) consideraram que, de acordo com as características das suas fácies (conteúdo litológico e espessura), este ter-se-á depositado numa reduzida área com influências marinhas e continentais, distintas do GFBA, pelo que sugerem tratar-se de uma plataforma continental que teve condições de águas pouco profundas, favoráveis à sedimentação de xistos negros e carbonatos.

Por outro lado, os dados da Geofísica revelaram que a profundidade da descontinuidade de Moho, ao longo da ZSP, aumenta de NE para SW (Ribeiro *et al.*, 1983), sugerindo que, neste sentido, a crosta continental é mais espessa, o que é típico quando se caminha de uma zona litoral para o interior de um continente (neste caso, a Avalónia). Contrariamente, o descolamento basal é mais superficial para S-SW (Ribeiro & Silva, 1983; Simancas *et al.*, 2003).

Para a reconstituição geodinâmica, interessa para além da litostratigrafia e da sedimentologia, a tectónica interpretada a diversas escalas por via da geologia estrutural, através das estruturas de deformação (falhas, dobras, xistosidade, lineações). Com base na sua interpretação tem sido tradicionalmente considerado que a zona interna da ZSP, materializada pelo PAPL (Fonseca, 2005) ou Antiforma do Pulo do Lobo (Silva *et al.*, 1990), terá sido afetada por três fases de deformação (Silva *et al.*, 1990). Cada fase é determinada e individualizada de acordo com um determinado campo de tensões. Apenas se ocorrer uma mudança significativa de direções do campo de tensões passa a considerar-se uma nova fase de deformação. Assim, verificando-se um redobramento das estruturas, se o campo de tensões não sofrer uma mudança significativa, é considerado como fazendo parte da mesma fase de deformação que



A



B

Fig. 157. *Grooves marks* (sulcos).

A- Lapa das Pombas (Almogrove).

B- Processo de formação dos sulcos (adaptado de Reineck e Singh, 1980).

o primeiro dobramento, critério diferente do que era utilizado no passado (Dias & Basile, 2013; Ribeiro, 1983; Silva *et al.*, 1990).

Na ZSP, a primeira das fases de deformação varisca terá ocorrido ainda no Devónico superior. Na Faixa Piritosa, a primeira fase de deformação, por compressão, é equivalente à segunda fase no Antiforma do Pulo do Lobo, enquanto o segundo episódio de deformação na Faixa Piritosa é equivalente ao terceiro no PAPL ou Antiforma do Pulo do Lobo (Silva *et al.*, 1990). O primeiro episódio de deformação na Faixa Piritosa é caracterizado por cavalgamentos imbricados, enquanto o segundo terá gerado, em predominância, anticlinais por redobramento das estruturas formadas no primeiro episódio de deformação (*ibidem*).

As três formações do GFBA foram afetadas pela mesma segunda fase de deformação que afetou a FP, correspondente à terceira que atuou no Antiforma do Pulo do Lobo, mas que teve início posteriormente à deformação da FP, pelo facto de a sua deposição ter sido também posterior (com exceção da Formação de Mértola que também aflora na FP). Assim, esta fase de deformação é designada por D_2 para as formações do GFBA, quando nos reportamos apenas à zona mais externa da ZSP. Enquanto a fase de deformação D_3 é aqui a denominada fase tardivarisca, evidenciada nesta zona pelos corredores de cisalhamento (Dias & Basile, 2013), bem visíveis na Praia de Almogrove em período de maré vazia. Associados também a esta última fase de deformação estão os anticlinais de Bordeira e Aljezur (Ribeiro, 1983; Silva, 1989; Dias & Basile, 2013), onde aflora o setor SW.

O conjunto de cavalgamentos subhorizontais que existe na zona mais SW da ZSP, de que o carreamento da Carrapateira é o mais descrito e estudado (Ribeiro, 1983; Ribeiro *et al.*, 1987) ter-se-á formado durante a fase D_2 e *ondulado* em encurtamentos mais tardios (Dias & Basile, 2013). Este carreamento tem rejeição de, pelo menos, 10 km podendo atingir os 20 km (Ribeiro, 1983). Segundo este autor, tal como nas outras áreas da zona externa da ZSP, fruto do episódio de deformação principal, as dobras têm os seus eixos orientados NW-SE e os seus planos axiais inclinados para NE.

A clivagem associada a esta deformação é variável tornando-se mais intensa perto dos planos de falha dos cavalgamentos/carreamentos, que terão acontecido durante o mesmo episódio de deformação (*ibidem*). Um segundo episódio agora interpretado como pertencente à mesma fase de deformação terá sido responsável pelo redobramento das estruturas formadas anteriormente.

A tectónica de muito baixo ângulo, caracterizada por estes cavalgamentos subhorizontais e pela predominância de dobras assimétricas com flanco normal longo e flanco inverso curto, vergentes para SW, é uma das características das zonas mais externas da ZSP. Nas zonas mais internas, a Norte, as estruturas (dobras, falhas, cavalgamentos) tendem a ser mais inclinadas e, em geral, as dobras, mais simétricas (Silva *et al.*, 1990).

Na fase final da formação do prisma acrecionário da Zona Sul Portuguesa, os turbiditos da Formação da Brejeira terão encoberto um relevo pouco profundo de plataforma, com carácter argilo-carbonatado

(Oliveira *et al.*, 2006). O relevo era constituído pelo Grupo da Carrapateira que, em geral, é mais antigo que a Formação da Brejeira. A reconstituição das paleocorrentes nesta formação indicou vários sentidos, possivelmente, devido à influência deste e/ou de outros relevos (ou plataformas) existentes na zona.

Coloca-se a hipótese de aquela inclinação, subhorizontal, dos cavalgamentos, poder estar relacionada com a possibilidade de o prisma acrecionário ter, a certa altura, cavalgado a referida plataforma sedimentar. Ao(s) cavalgamento(s) ter-se-á sucedido a última fase de deformação, [D₂ (para Dias e Basile, 2013), antes F3 (*e.g.* Ribeiro, 1983)] geradora dos antiformas (anticlinais) da Bordeira e de Aljezur.

6. Enquadramento de campo

Seja qual for o nível a que se destine a atividade de aprendizagem/conhecimento, o setor da ZSP exposto à abrasão marinha apresenta, por essa razão, excelentes afloramentos para ilustrar estruturas geológicas. Estas, por sua vez, apoiam o modelo científico da deformação do prisma acrecionário da zona externa da Zona Sul Portuguesa por subducção da placa da Avalónia junto ao limite SW do Terreno Ibérico, na Zona de Ossa Morena, do Devónico superior ao Carbónico superior.

Com o intuito referido, sugere-se visita a três praias: Almogrove (Costa Alentejana), Castelejo e Ponta Ruiva (Costa Vicentina), as duas primeiras de fácil acesso em estrada alcatroada, a terceira de acesso em estrada de terra, mas que tem a vantagem de incluir aspetos do ciclo alpino e de ambiente extensivo.

É preciso não esquecer que as estruturas observadas no campo, são estruturas a uma menor escala que as representadas nos prismas formados e deformados na modelação análoga.

A observação no campo, permite, por outro lado, deduzir a influência de fatores que não podem ser simulados na modelação, e não esquecê-los se a observação no campo for efetuada antes daquela.

Por outro lado, é também preciso ressaltar que nestes três locais se observa apenas uma ínfima parte de todo o prisma acrecionário da ZSP, mesmo que estejamos só a pensar no Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (GFBA).



Fig. 158. Localização geográfica das praias de Almogrove, Castelejo e Ponta Ruiva, de Norte para Sul (imagem adaptada do Google earth®).

Dentro do GFBA, afloram nestes três locais, a Formação do Mira na Praia de Almogrove, e a Formação da Brejeira nas Praias do Castelejo e da Ponta Ruiva (localização na figura 158).

Praia de Almogrove: Formação de Mira

(Coordenadas $\approx 37^{\circ} 39' 11,48 \text{ N}$; $8^{\circ} 48' 05,96'' \text{ W}$)

O início da visita pela Praia de Almogrove (concelho de Odemira) permite abordar o começo da deformação. Neste setor, este terá consistido num encurtamento das camadas – (*layer parallel shortening*, em inglês) ainda numa posição subhorizontal (próximo da horizontal), que se encontra em evidência nos veios de quartzo em *échelon* (fig. 159). A sílica que viria a formar o quartzo, transportada em solução por fluidos, ter-se-á depositado nas fraturas formadas em regime de cisalhamento, bem caracterizado por estruturas em sigmoide (S esticado). Estas evidências de uma fase inicial compressiva em regime de cisalhamento, são observadas preferencialmente nas camadas mais competentes (mais grauvaquoides) por serem mais frágeis, enquanto as mais incompetentes, ou seja, mais pelíticas, por serem mais dúcteis, ao serem encurtadas, ter-se-ão tornado mais espessas. Daí o aspeto em “tablete de chocolate” (e.g. Fossen, 2010) que se pode observar na Praia de Almogrove (fig. 159).

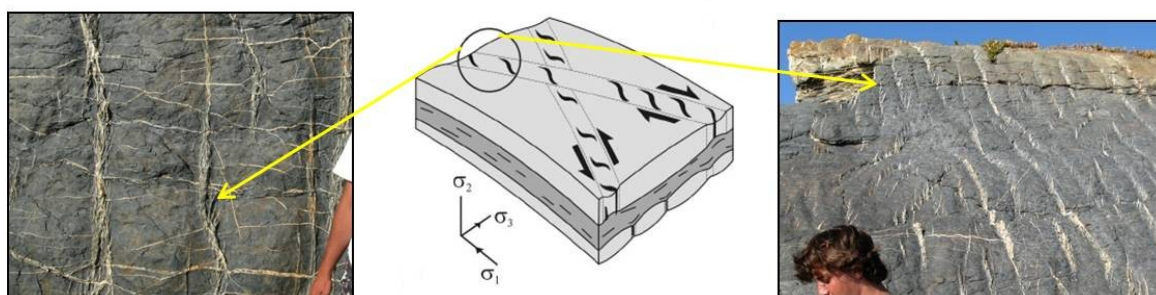


Fig. 159. Praia de Almogrove. Fendas de tração preenchidas por quartzo em grauvaques (Formação do Mira) e esquema interpretativo no centro (adaptado de Dias & Basile, 2013).

Outro aspeto interessante que, por vezes, acompanha a deformação inicial e, que também revela comportamentos reológicos distintos são os *boudins* (fig.160). Trata-se, como já abordámos no capítulo III, de estruturas resultantes do estrangulamento das camadas com comportamento frágil, os grauvaques, enquanto as mais dúcteis, formadas por pelitos, acompanham a deformação daqueles (*vide* experiência de Ramberg, cap. III).

Na Praia de Almogrove, onde aflora a Formação do Mira, cuja génese, em geral, precede no tempo a da Brejeira, existem dobras simétricas (fig. 161) que, como referimos atrás, são mais vulgares nas zonas mais internas do prisma acrecionário da ZSP. Com efeito, trata-se de uma particularidade muito local nestes setores da ZSP sendo que, mais próximo da Praia de Almogrove, as dobras tornam-se vergentes para Sul. A direção das estruturas é, no geral, NNW-SSE.



Fig. 160. Praia de Almogrove. Boudins formados nas camadas mais frágeis, grauvaques, cujas fraturas são frequentemente preenchidas por quartzo, devido aos fluidos em circulação.



Fig. 161. Foz dos Ouriços (Praia de Almogrove). Dobras simétricas apertadas. A deformação heterogénea é visível, apenas os níveis de grauvaques sofrem fraturação.

Para além de dobras assimétricas, é igualmente possível observar bem os já referidos corredores de cisalhamento (fig. 162) que fizeram rodar as dobras formadas na fase de deformação D1 (Dias & Basile, 2013).

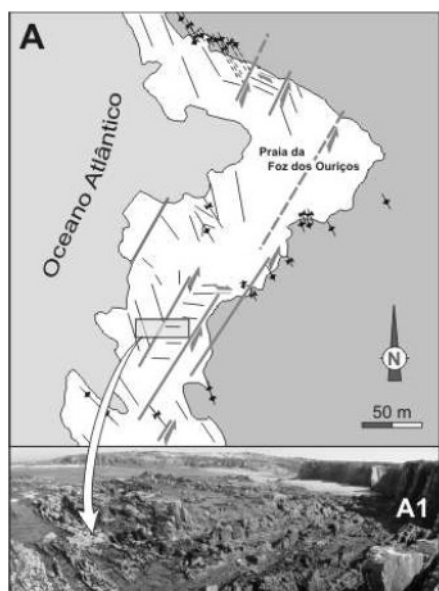
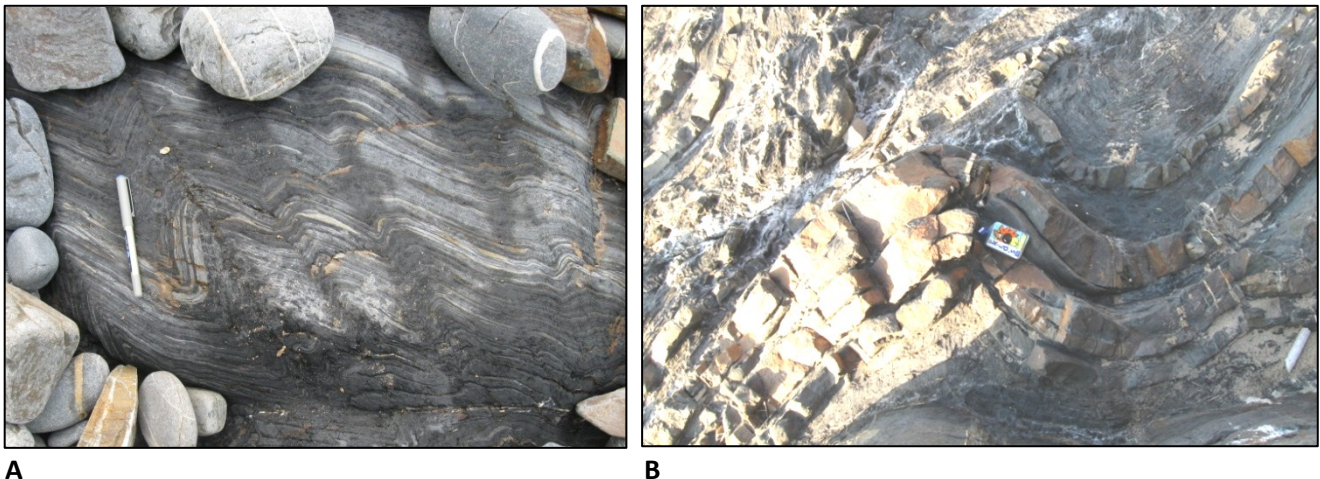


Fig. 162. Praia de Almogrove. Falhas de desligamento (tardivariscas) esquerdas, definindo corredores de cisalhamento com orientação NNE-SSW (A e A1, retirado de Dias e Basile, 2013) que terão levado à rotação de dobras, desenhando enes (Ns) que se observam na maré vazia (B).

As dobras observam-se a várias escalas, sendo essa particularidade também observável na Praia de Almogrove, nomeadamente as dobras assimétricas, com flanco normal longo e flanco inverso curto, vergentes para SW (fig. 163).



A **B**
Fig. 163. Praia de Almogrove. Dobras assimétricas em pelitos (A) e em grauvaques (B), vergentes para SW. Em B é evidente o espessamento da charneira da dobra no nível pelítico (*i.e.* dobramento similar). Devido ao comportamento dúctil, esse nível acomoda-se ao espaço existente, tornando-se mais espesso junto à charneira, e mais fino nos flancos.

Praias do Castelejo e da Ponta Ruiva: Formação de Brejeira

(Coordenadas da Praia do Castelejo $\approx 37^{\circ} 05' 52, 24''$ N; $8^{\circ} 56' 55, 43''$ W. Coordenadas da Praia da Ponta Ruiva: $37^{\circ} 04' 00,54''$ N; $8^{\circ} 58' 00, 00''$ W).

À medida que a deformação vai progredindo, diminui o ângulo de inclinação do plano axial das dobras (tombadas passam a deitadas), aumentando na ZSP a tendência SW para o sentido de vergência, coincidindo com a direção de propagação da deformação (Fig. 164 e 165).



Fig. 164. Praia da Ponta Ruiva. Dobras tombadas em seqüências grauvacoides.



Fig. 165. Praia do Castelejo (Mouranitos). Dobras deitadas e redobradas em seqüências pelito-grauvacoides.

Com a progressão da deformação produziram-se cavalgamentos, diretamente associados aos dobramentos, muitas vezes por estes sofrerem fracturação pelos flancos inversos. Como eles, apresentam

vergência para SW. Sendo o processo de deformação continuado no tempo, as dobras formadas nos estádios precoces do primeiro episódio de deformação foram, posteriormente (mas na mesma fase dado que o contexto tectónico se mantém) redobradas (Fig. 165). Como estas dobras são, na sua maioria assimétricas é, em geral, pela zona dos flancos longos que se dá o redobrimento pois, devido à sua fraca inclinação, o encurtamento por dobramento é aí mais fácil do que nos flancos curtos. Estes, por fazerem um elevado ângulo com a direção de compressão são muito pouco eficientes a absorver o encurtamento.

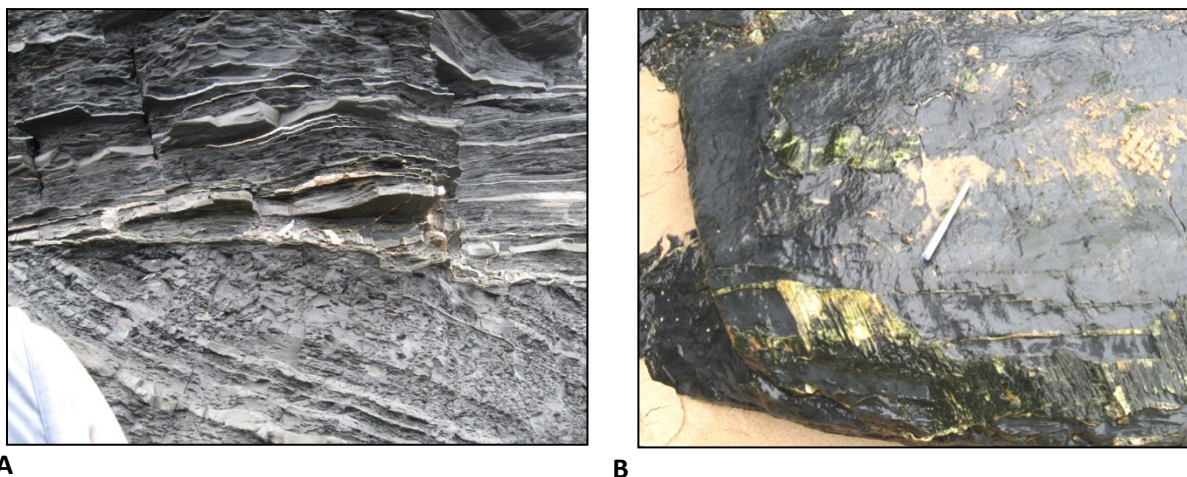


Fig. 166. Cavalgamento de Mouranitos:

- A- truncatura das camadas inferiores pelo cavalgamento que é subparalelo às camadas da sequência superior. Notam-se veios de quartzo e grauvaque fraturado na sequência truncada;
- B- estrias de movimento.

Apesar dos cavalgamentos de muito baixo ângulo serem comuns nesta zona, não se conhece bem a extensão destas estruturas, porque nem sempre se encontram visíveis (Dias & Basile, 2013). Apenas se sabe que o carreamento da Carrapateira tem no mínimo cerca de 10 km. Na zona do Castelejo é bem visível o cavalgamento de Mouranitos (fig.166 A e B), cuja direção e sentido de movimento são indicados pelas estrias (fig. 166 B) de quartzo associadas ao plano do movimento (Passchier & Trouw, 1996). Outros dados confirmam a natureza desta estrutura, como a existência de grauvaques esmagados – cataclasitos, - e de quartzo de exsudação a preencher as zonas fraturadas (fig. 166 A), bem como o aumento da intensidade da deformação que origina uma clivagem geralmente penetrativa (fig. 167 A).



A



B

Fig. 167. Cavalgamento de Mouranitos:

A- clivagem penetrativa;

B- dobras em *chevron* acima da superfície do cavalgamento, marcada a tracejado.

Os carreamentos tendem a progredir nos níveis mais incompetentes pelo seu carácter mais dúctil; é o que parece ter acontecido neste caso. É referido por Ribeiro (2006) que os carreamentos em toda a ZSP são gerados em regime dúctil que passa a frágil.

Sem estas estruturas que indicam um acentuado aumento da deformação junto ao plano de cavalgamento poder-se-ia inferir que a estrutura em causa era uma *simples* discordância angular (fig. 166 A).

O grau de deformação aumenta próximo do que pode ser a zona frontal do carreamento, no entanto, não existem certezas sobre isso, podendo tratar-se apenas de uma situação de um flanco curto de uma grande dobra que se encontra cortada pelo acidente (fig. 167 B; 168).

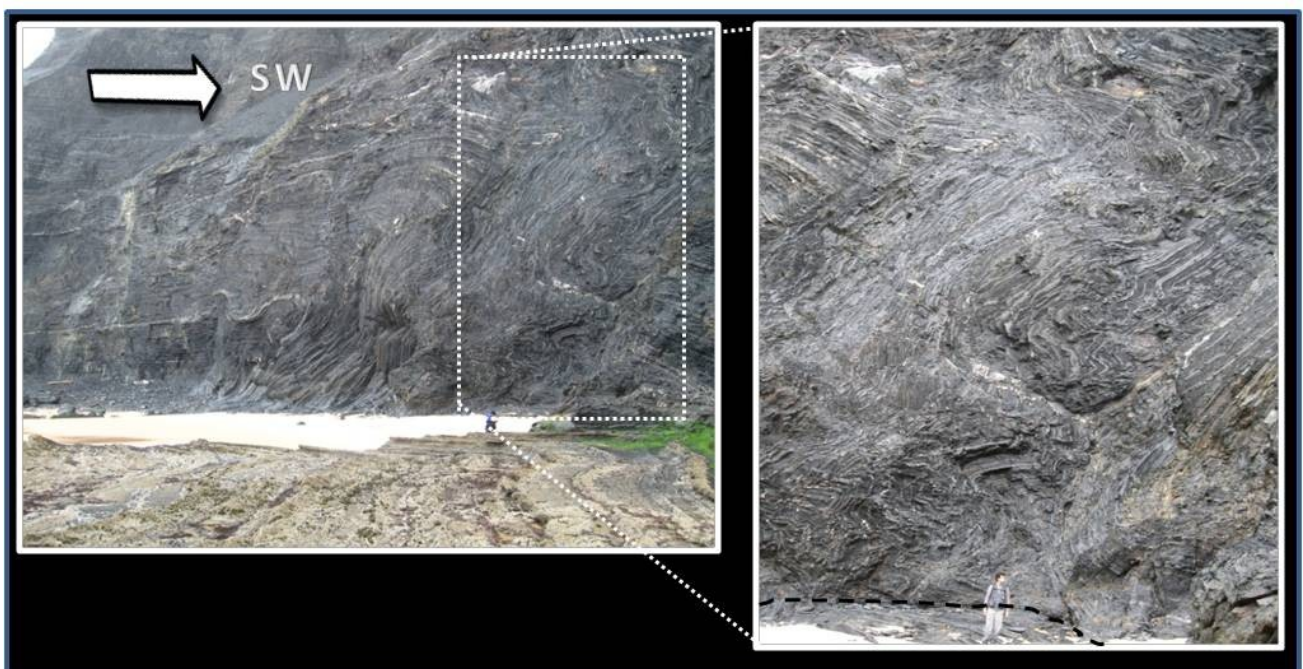


Fig. 168. Carreamento de Mouranitos: à direita pormenor da grande deformação que pode estar ou não associada à zona frontal do carreamento. O trajetado preto representa o plano do carreamento.

7. A evolução dos prismas acrecionários

A arquitetura complexa das cadeias de montanhas, incluindo os seus prismas orogénicos, é evidente pelos diferentes tipos de estruturas tectónicas que exibem, como falhas, cavalgamentos, xistosidades e lineações (Caron *et al.*, 2003). Também não é por acaso que a raiz etimológica das palavras arquitetura e tectónica é semelhante; ambas designam construção (do grego *tékthon*).

Os *pilares* da tectónica, designados por estruturas, observam-se a várias escalas porque a deformação também se processa nas diversas escalas e, consoante a reologia dos materiais. Esta, por sua vez, depende dos seguintes parâmetros ambientais: pressão litostática e tensão diferencial, temperatura, taxa de deformação e ambiente químico (Ribeiro, 2002; p. 146). Na litosfera, a taxa de deformação é imposta pelo contexto tectónico, enquanto a pressão litostática e a temperatura são controladas pelos respetivos gradientes (litostático e geotérmico), sendo que próximo da superfície, a pressão e a temperatura são forçosamente baixas. Assim, quando a litosfera deforma para lá do limite elástico perto da superfície, o único fator responsável pelo tipo de deformação será o ambiente químico (*ibidem*). O mecanismo de deformação mais óbvio segundo o mesmo autor é um tipo de *diffusion creep*, difusão por escoamento, não mais do que a difusão de substâncias que se dissolvem num fluido ao longo das arestas dos grãos minerais. A deformação, assim acontece, por transferência de materiais de áreas que estão a ser muito comprimidas, para áreas de baixa tensão compressiva. O processo pode ser comparado a uma esponja gigante impregnada de água ou de outros fluidos, que está a ser muito comprimida de um lado, provocando a expulsão dos fluidos para as zonas não comprimidas. Esses fluidos transportam substâncias que se depositam assim que as condições o permitirem.

Regressando ao processo real, a reologia resultante desta difusão por escoamento, será provavelmente do tipo *viscosidade newtoniana* (*ibidem*, p. 146). Não é pois de admirar que se observem estruturas dúcteis, mesmo em materiais que teriam comportamento elástico-frágil, em zonas que estiveram sujeitas a baixa pressão e temperatura, como as que se observam na área enquadrada (item anterior deste capítulo), dentro do campo do anquimetamorfismo. Problema semelhante foi abordado por Marques *et al.* (2010) e ilustrado com múltiplos exemplos da área costeira da ZSP.

Por outro lado, o processo de transferência de materiais das zonas internas para as externas permitirá, possivelmente, continuar a compressão e consequente deformação das zonas internas, de acordo com uma taxa para lá de um valor que não pode ter expressão na modelação análoga pela escala em que se realiza.

Afastemo-nos agora e situemo-nos à escala da cadeia de montanhas e no modo como evoluem os prismas acrecionários na sua globalidade sem, no entanto, esquecermos os fatores que afetam a reologia dos materiais.

Como abordado anteriormente (cap. III, item 3.1.), a forma geral que os prismas acrecionários adquirem foi, por várias equipas de investigadores (Davis *et al.*, 1983; Dahlen, 1990), comparada a uma cunha constituída por materiais granulares. Esta forma suscita a ideia de que o movimento do prisma se faz como um todo, com comportamento que satisfaz o critério de fraturação de Coulomb (Davis *et al.*, 1983). De uma forma geral, pressionada contra uma superfície sob a ação de forças tectónicas, a cadeia, ou o prisma acrecionário, deforma-se: internamente e globalmente, através de falhas inversas imbricadas (Merle, 1998).

A teoria do prisma crítico de Coulomb (Davis *et al.*; 1983; Dahlen, 1990), ao ser aplicada a um prisma análogo aos reais, utilizando materiais secos granulares, apenas reproduz a evolução estrutural em função das forças atuantes dentro de um determinado contexto tectónico. Para esta teoria, apenas três fatores controlam a geometria crítica do prisma, a cinemática interna e o regime de tensão que mantém a pressão dos fluidos hidrostáticos: a fricção basal, a fricção interna e a coesão.

Mas, para perceber bem os processos é necessário compreender as propriedades dos materiais análogos para que representem materiais e processos reais (Lohrmann *et al.*, 2003). Logo, não deve ser aplicada a teoria referida sem que seja feita alguma análise crítica e os devidos ajustes de acordo com o que se pretende simular. Por outro lado, a modelação análoga não permite simular todos os complexos processos, principalmente, quando se trata de prismas submarinos, como foi o caso do da ZSP. No entanto, é muito útil para estudar e prever a evolução estrutural dos prismas acrecionários/orogénicos.

A modelação análoga dificilmente poderá reproduzir a influência da sobrepressão de fluidos e a sua expulsão, e nem sempre reproduz a sedimentação e a erosão, bem como as instabilidades gravíticas submarinas (Duarte *et al.*, 2011). O conhecimento da evolução de prismas atuais, análogos modernos, ao permitir avaliar a atuação de alguns destes fatores e processos, possibilita uma melhor compreensão do papel que pode ter uma abordagem teórico-experimental como é o caso da modelação análoga de prismas orogénicos, mesmo tendo por base a teoria do prisma crítico. Tratando-se de sistemas tão complexos, é necessário assegurar algumas precauções ao interpretar e extrapolar, principalmente quando se trata de fenómenos passados como é o caso que vamos modelar.

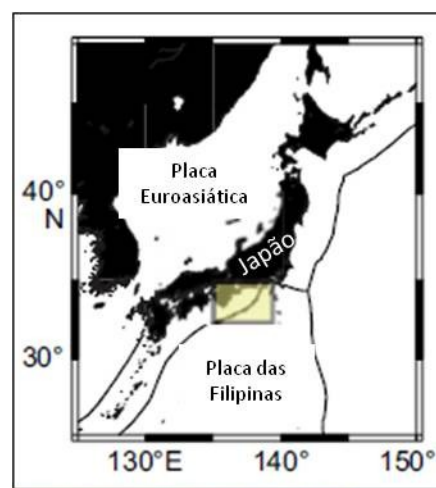


Fig. 169. Localização (retângulo amarelo) e enquadramento geodinâmico do prisma acrecionário do Nankai. As linhas a preto representam limites de placas convergentes.

A bacia de Nankai no Japão, conhecida essencialmente por dados sísmicos (*vide* fig. 127, cap. III), ilustra muitos dos aspetos estruturais e litológicos de um prisma acrecionário submarino ativo, constituído por uma grande espessura de sedimentos. Este deve ser o prisma acrecionário atual mais bem conhecido, tendo em conta os dados divulgados pelos estudos efetuados em virtude da atividade sismogénica associada (*e.g.* Hayman *et al.*, 2012) se bem que existam muitos outros, igualmente bem estudados com aplicação da teoria do prisma crítico (Wang & Hu, 2006).

Não é de estranhar que no Japão como na Península Ibérica (Duarte *et al.*, 2011), os estudos geofísicos de prismas acrecionários submarinos estejam geralmente associados à atividade sismogénica. Está em causa a perda de vidas e infraestruturas humanas, que aconteceram no passado e que se pretende mitigar em eventos sísmicos futuros.

A base da placa, em subducção, na bacia do Nankai (Sudoeste do Japão, fig. 169) e que suporta o prisma acrecionário, é constituída, por rochas vulcanosedimentares pouco deformadas que se sobrepõem à crosta “basáltica” oceânica. Esta base, ou descolamento (*décollement*), desenvolve-se, na generalidade dos prismas, numa camada sedimentar dúctil, como são exemplo os evaporitos. No caso do prisma do Nankai, são argilas com baixa permeabilidade. Os sedimentos sobrejacentes, transportados pelas correntes de turbidez- apresentam maior permeabilidade (Kearey *et al.*, 2009).

Em termos estruturais, a sequência sedimentar acima do descolamento basal, apresenta um conjunto de dobramentos e cavalgamentos com rampas em falhas lítricas, formando um sistema imbricado. Estas falhas delimitam escamas que dão a forma ao prisma e que, internamente, se encontram dobradas e fraturadas. Na base da série imbricada, como as cartas de um baralho, o descolamento inclina-se ligeiramente na direção da zona de subducção, onde se encontra melhor individualizado.

A reflexão sísmica e a idade da deformação dos sedimentos sugerem que as falhas mais recentes dos prismas acrecionários se formam na frente da deformação tornando-se mais antigas com a aproximação à zona que está a ser subductada. Com o aumento do encurtamento, antigos cavalgamentos do prisma, movem-se gradualmente para cima e na direção da zona externa, com a adição de novo material na frente do prisma. Este processo, designado por *acrecção frontal*, faz com que os antigos cavalgamentos fiquem, em profundidade, mais inclinados. Alguns destes antigos cavalgamentos permanecem ativos, permitindo a formação de outros mais recentes que, por sua vez, cortam os mais antigos e imbricados. Este corte de antigos cavalgamentos é designado por *cavalgamentos out of sequence - fora de sequência*- por não ocorrerem segundo a mesma direção da progressão geral da deformação (Kearey *et al.*, 2009).

Enquanto uns sedimentos vão sendo acrescentados por *acrecção frontal*, outros são transferidos para a base do prisma, por *underplating*, ou seja, *acrecção basal*, podendo ser transportados para grandes profundidades e metamorforizados.

Ao longo do tempo, os três fenómenos gerais que modificam a forma do prisma acrecionário: a deformação, a erosão e a sedimentação, induzem a reciclagem dos materiais que o vão construindo. Há sedimentos que após erodidos, chegam à zona frontal, sendo transferidos para a base do prisma (Malavieille, 2010), posteriormente metamorfizados e finalmente exumados (transferidos para a superfície). Estes processos podem produzir uma mistura caótica de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, designada *mélange*. Alguns desses fragmentos são de eclogitos e de xistos azuis revelando condições de elevada pressão (Silva, 1989).

O declive da superfície do prisma é determinado pela interação entre a resistência ao deslizamento na zona de descolamento e a resistência das rochas suprajacentes (Kearey *et al.*, 2009). Estes dois fatores são influenciados pela pressão de fluidos nos poros, pelo declive do descolamento basal e pelo peso da coluna de rochas. À medida que o prisma vai aumentando de espessura, o seu declive torna-se muito íngreme, de tal modo que diversos ajustamentos têm que acontecer, para que volte a um novo estado de equilíbrio. Esses ajustamentos envolvem a formação de falhas normais e a intensificação do descolamento, por exemplo.

Como acima referimos, à medida que se dá a deformação, os fluidos transferem substâncias e alteram a reologia dos materiais. Também os resultados das sondagens em prismas acrecionários têm evidenciado a importância dos fluidos e as variações da pressão destes nos poros dos sedimentos (Wang & Wu, 2006).

A deposição dos sedimentos acrecionados no prisma é de tal modo rápida que, num estado inicial, os mesmos não sofrem completa compactação, permanecendo água nos poros (Kearey *et al.*, 2009). Este facto aliado a uma baixa permeabilidade típica dos sedimentos marinhos, faz elevar a pressão nos poros baixando a resistência das rochas e facilitando o descolamento e a sua propagação ao longo da base do prisma. A alta pressão de fluidos nos poros explica igualmente outros fenómenos associados aos prismas como os vulcões de lama e o diapirismo (Kearey *et al.*, 2009; Duarte *et al.*, 2011). Este tipo de pressão pode aumentar durante um grande sismo mas diminuir logo a seguir. O tempo durante o qual, esse decréscimo acontece depende de fatores como a permeabilidade dos materiais que constituem o prisma e da sua rede de drenagem ou das reações de desidratação dos minerais (Wang & Hu, 2006).

Os fluidos tendem a escoar-se através de canais com elevada permeabilidade e a sair da zona de descolamento através de condutas laterais e/ou verticais, como por exemplo, cavalgamentos situados acima do descolamento. Isto faz variar a pressão dos fluidos na zona de descolamento ao longo do espaço e do tempo (Kearey *et al.*, 2009). Estas variações, por sua vez, são influenciadas por outros fatores como por exemplo, a taxa de convergência da placa em subducção e as litologias dos sedimentos que vão sendo acrecionados.

O exemplo da fig. 170 é esclarecedor para se perceber como a pressão e o escoamento dos fluidos pode influenciar determinantemente a reologia dos materiais. Um *dique sedimentar*, corta uma camada de

pelitos já consolidados. Esta camada de pelitos comporta-se de forma frágil, permitindo que nas fraturas formadas penetrem as areias dos leitos adjacentes, que por terem grande quantidade de fluidos são injetadas nas fraturas dos níveis pelíticos, gerando diques sedimentares. A pressão de fluidos, aumentada por um sismo, certamente poderia gerar um dique mais possante.

A evolução dos prismas acrecionários não é, com efeito, um processo linear e homogéneo, ao longo do espaço e do tempo, mesmo que se faça predominantemente a partir de sedimentos provenientes de um só continente e que tenha sido progradante, quase numa só direção, ao longo do tempo.



Fig. 170. Diques de areia no seio de pelitos indicando que os níveis de areia teriam sofrido movimentação por fluxo (Ponta Ruiva-Costa Vicentina).

8. Modelos mecânicos para o prisma acrecionário da ZSP: da Geologia à Modelação Análoga

Apesar de algum consenso que reina entre os geólogos sobre os aspetos geométricos relativos à estrutura da ZSP, os mecanismos responsáveis pela sua génese são ainda alvo de aceso debate. Esta situação não será de estranhar se tivermos em consideração que a geometria e a cinemática dos prismas acrecionários podem ser o resultado de processos distintos (*e.g.* Merle, 1998; Fossen, 2010). O problema tem sido reconhecido desde que a Tectónica de Placas começou a ser aplicada à evolução da parte portuguesa do orógeno varisco (Ribeiro *et al.*, 1979). Compressão por trás por aplicação da teoria do prisma crítico ou o colapso gravítico, ambos são mecanismos plausíveis para explicar as estruturas observadas (*e.g.* Davis *et al.*, 1983; Fossen, 2010).

Os estudos que têm vindo a ser desenvolvidos para compreender a totalidade da estrutura da ZSP (*e.g.* Oliveira, 1984; 1990; Oliveira *et al.*, 2013; Onezime *et al.*, 2003; Ribeiro, 1983; Ribeiro & Silva, 1983; Ribeiro *et al.*, 1983; 1987; Silva, 1989; Silva *et al.*, 1990; Simancas *et al.*, 2003) incrementaram sobremaneira o conhecimento estrutural deste domínio orogénico. Porém, e apesar do mecanismo de compressão ser reconhecido como o mais consensual para alguns investigadores (*vide* artigo síntese de Ribeiro *et al.*, 2007), o papel dos colapsos gravíticos é, ainda, considerado fundamental para explicar a estrutura regional, pelo menos nos seus eventos mais precoces e mais internos (Oliveira & Silva, 2007; Silva *et al.*, 2013).

Assim, a escolha de um modelo análogo da formação do prisma acrecionário da ZSP tem que ter em conta o modelo explicativo por um lado, e por outro, as diferenças estruturais e cinemáticas mais

significativas entre os seus setores internos e externos. O objetivo do modelo escolhido será estabelecer a relação de causalidade entre o modelo mecânico (de compressão ou colapso gravítico) subjacente ao modelo análogo e essas referidas diferenças observadas no campo e descritas em cartas e cortes geológicos.

8.1. Cálculos do encurtamento e estimativa de dimensões reais

Para a escolha do modelo mecânico responsável pela formação de um prisma acrecionário, pode-se recorrer aos dados geométricos e cinemáticos, no caso da existência de bons afloramentos, condição que não se verifica para toda a região estudada. Podem ser igualmente utilizados, como uma boa ferramenta, os gradientes de deformação (=diferenças no estilo de deformação). Com efeito, num prisma acrecionário, a deformação aumenta no sentido dos setores externos se o mecanismo de deformação tiver sido de natureza predominantemente gravítica, mas diminui no mesmo sentido se o mecanismo principal de deformação tiver sido a compressão por trás (*push from the rear*; Merle, 1998). Estas diferenças podem ser assim utilizadas com vista a sustentar o mecanismo de deformação que terá predominado na Zona Sul Portuguesa.

O conhecimento do gradiente de deformação subhorizontal pode ser concretizado a diferentes escalas. As cartas geológicas da região editadas pelos Serviços Geológicos de Portugal, nas escalas de 1: 200 000 (Oliveira 1984; 1992) e de 1:50 000 (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 1987; Oliveira & Silva, 2007), permitem o estabelecimento detalhado de cortes balanceados nas escalas referidas, permitindo caracterizar as diferenças na intensidade da deformação ao longo da Zona Sul Portuguesa.

A execução dos cortes balanceados, cuja metodologia será exposta em seguida, permitiu determinar a percentagem de encurtamento, mesmo que aproximada, a que o prisma acrecionário da zona externa da ZSP terá sido sujeito. Estes cálculos evidenciam vários aspetos, tais como: o grau de deformação de todo o prisma, o gradiente de deformação (diferenças entre os graus de deformação das zonas externas e internas), ou a estimativa das dimensões pré-deformação. Estas últimas foram também importantes para o cálculo das dimensões das unidades análogas utilizadas na experimentação.

8.2. Metodologia

Os cálculos foram efetuados a partir do método dos *cortes balanceados* (Ramsay e Hubber, 1987) ou *retrodeformação* (Suppe, 1985) e de técnicas de reconstituição que, em seguida se descrevem. Antes disso, há que realçar que os valores obtidos são apenas aproximações, pois os cálculos são efetuados a partir de uma determinada escala e dos cortes geológicos que constam nas cartas, em que é desprezada, por exemplo, a deformação interna das unidades; por isso os valores apresentados devem ser encarados como valores mínimos. No entanto, o facto de se ter aplicado a mesma metodologia em todos os setores e para as várias escalas, permite o estabelecimento de gradientes de deformação.

O mais importante na aplicação desta metodologia é que as características geométricas de cada secção possam ser *restauráveis* para uma forma pré-deformada, sem que haja grande *perda de material* e, que os comprimentos e espessuras de cada unidade utilizada, produzam algo coerente (Ramsay e Huber, 1987). Assume-se a *conservação da massa* (Suppe, 1985), ou seja, que a massa da rocha se mantém durante a deformação. Para além desta, também é assumida a conservação do volume, bem como a conservação da espessura das unidades utilizadas (*ibidem*).

Como foi referido, foram utilizadas cartas geológicas às escalas 1:200 000 (Oliveira 1984; 1992) e 1: 50 000 (e.g. Ribeiro *et al.*, 1987; Oliveira & Silva, 2007) tanto dos sectores internos como dos

externos da Zona Sul Portuguesa. Ambas as escalas permitem a reconstituição estrutural detalhada de secções em corte ortogonal à orientação principal das estruturas variscas. Porém, enquanto a escala 1: 200

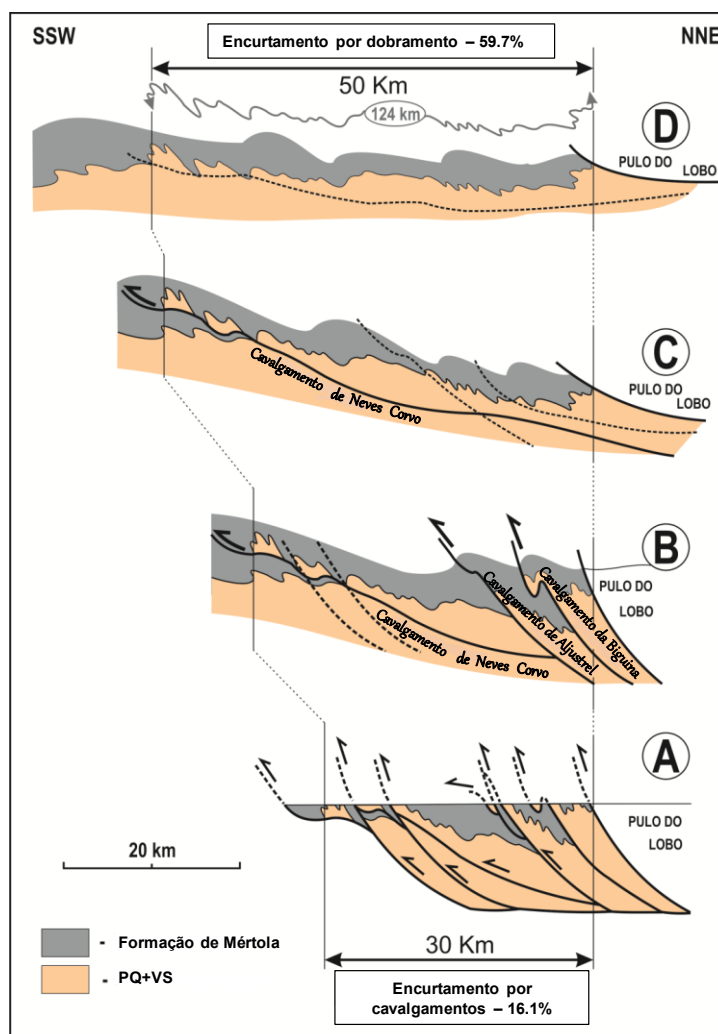


Fig. 171. Retrodeformação do corte geológico 1: 200 000 nos setores internos a NE do cavalgamento de Neves-Corvo, utilizando o limite entre o VS e a Formação de Mértola como superfície de referência.

A-Situação atual (adaptado de Oliveira, 1992; Ribeiro *et al.*, 2007).

D-Situação sem deformação por cavalgamentos.

000 (Oliveira, 1984; 1992; fig. 164) destaca essencialmente as estruturas de 2ª ordem, ou seja, grandes cavalgamentos e dobramentos, a escala 1: 50 000 (e.g. Ribeiro *et al.*, 1987; Oliveira & Silva, 2007) evidencia dobras menores (3ª e 4ª ordem).

De acordo com os princípios acima mencionados, foi feita a retrodeformação, principalmente com base nos dobramentos e nos cavalgamentos principais, estruturas de 2ª ordem, que constam dos cortes das referidas cartas. As estruturas de 2ª ordem formaram-se na dependência de uma estrutura de 1ª ordem (Price & Cosgrove, 2005), que neste caso, será a própria zona de subducção e a zona de descolamento basal associada; a sua movimentação terá produzido dobramentos e cavalgamentos imbricados, de acordo com um estilo tectónico do tipo pelicular (*thin-skinned*, Ribeiro & Silva, 1983; Silva, 1989).

Foram selecionados os cortes perpendiculares ao prisma acrecionário (estrutura principal), logo com direção aproximada NE-SW. Foram depois utilizados os limites entre as formações principais que estão cartografadas, isto é, a associação PQ+VS e as várias unidades do GFBA para se fazer a reconstituição.

Reconstituíram-se os dobramentos e cavalgamentos, tendo em conta que o relevo atual já é fruto da erosão. As medições foram efetuadas com auxílio de régua e curvímetro.

Mediu-se: i) o comprimento inicial a partir dos dobramentos e cavalgamentos depois de “desdobrados” e “desfeitos”, que corresponde ao hipotético inicial, anterior à deformação, e ii) o comprimento horizontal que corresponde ao final, após a deformação. A seguir, calculou-se a percentagem de encurtamento, obtido quer pelo dobramento quer pela atuação dos cavalgamentos em várias formações e cortes, cujos resultados a seguir se descrevem. Por fim, efetuaram-se algumas comparações entre os valores obtidos.

A partir da escala 1: 200 000, com recurso à geotransversal da ZSP (Ribeiro *et al.*, 2007; Dias & Basile, 2013), efetuada a partir das folhas 7 e 8 da Carta Geológica (Oliveira, 1984; 1992), calculou-se o

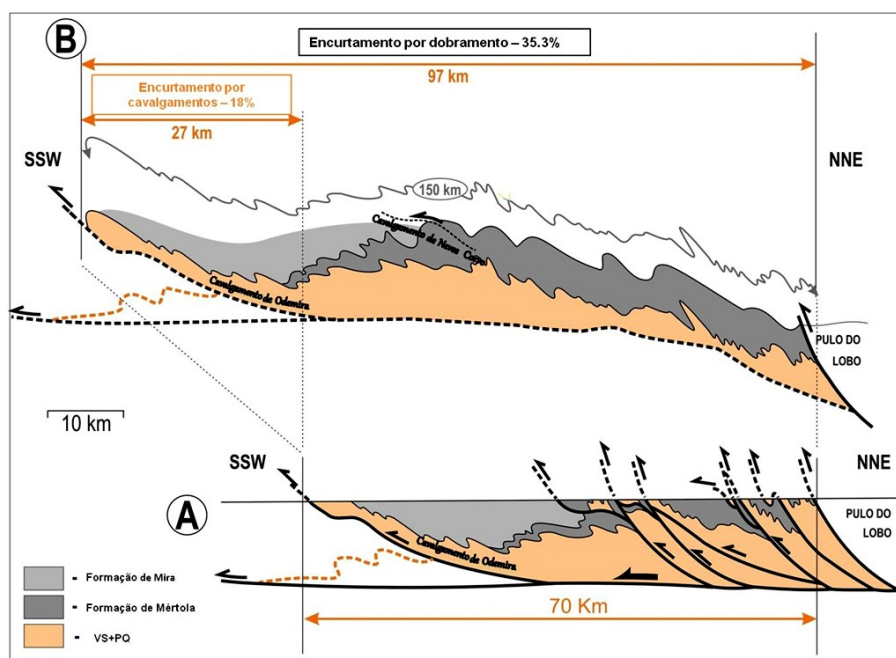


Fig. 172. Retrodeformação do corte geológico 1: 200 000 a NE do Cavalgamento de Odemira, utilizando o limite entre as unidades do VS e da Formação de Mértola.

A- Situação atual (adaptada de Oliveira, 1984; 1992; Ribeiro *et al.*, 2007).

B- Situação sem deformação por cavalgamentos.

encurtamento para alguns setores do corte (fig. 156). Foram escolhidos os seguintes: *i)* setores internos a NE do cavalgamento de Neves-Corvo (fig. 171), *ii)* setores internos a NE do cavalgamento de Odemira (fig. 172), e *iii)* setores externos a SW do cavalgamento de Odemira (fig. 173). Estas três medições permitiram fazer uma estimativa da quantidade de deformação ao longo de toda esta zona da ZSP, desde o Pulo do Lobo até à Carrapateira, e confrontar as intensidades de deformação varisca entre as zonas mais internas e as mais externas induzidas quer pelo processo de dobramento quer pela atuação dos cavalgamentos.

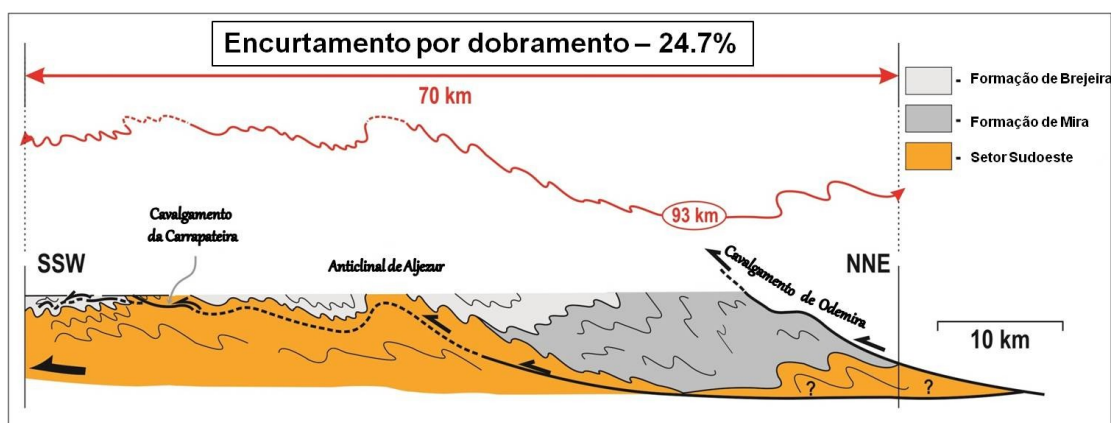


Fig. 173. Retrodeformação do corte geológico 1:200 000, na zona de Aljezur-Carrapateira utilizando o limite entre as unidades do setor SW e da Formação da Brejeira/Mira (adaptado de Oliveira, 1984; Ribeiro *et al.*, 1987).

Para os setores mais internos, principalmente, a Norte do cavalgamento de Neves-Corvo, o evento principal de deformação varisca (D_2 regional) é marcado por uma complexa e progressiva interferência entre dobramentos e cavalgamentos contemporâneos. Assim, calculou-se o encurtamento para os dobramentos e para os cavalgamentos principais em separado.

Para os setores mais externos, a SW do cavalgamento de Odemira, foi aplicada a mesma metodologia (fig.173).

Como já foi referido, enquanto os cortes geológicos à escala 1:200 000 enfatizam, principalmente, as estruturas de 2ª ordem, a utilização dos cortes à escala 1:50 000 permite calcular os encurtamentos induzidos quer pelas estruturas de 2ª ordem, quer pelas menores. Para os estudos a

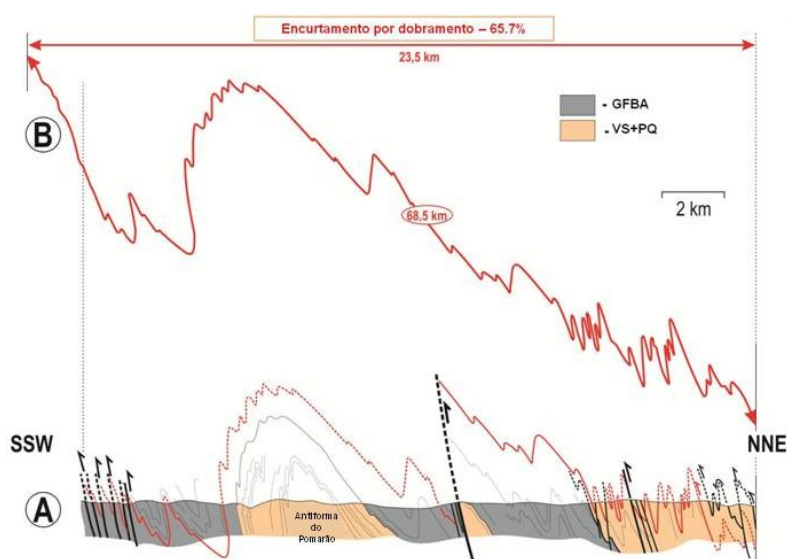


Fig. 174. Retrodeformação do corte geológico 1: 50 000 da região de Mértola, no setor interno NE.

A- Situatão atual (adaptado de Oliveira e Silva, 2007).

B- Situatão sem deformação por cavalgamentos tardios.

esta escala foram selecionados dois setores (fig. 174 e 175): um situado na zona interna, o de Mértola

(Oliveira & Silva, 2007) e outro na zona externa, o da região da Bordeira-Carrapateira (Ribeiro *et al.*, 1987). Em ambos os casos, o encurtamento foi calculado a partir da deformação induzida pelos dobramentos visto não ter sido possível encontrar marcadores que permitissem estimar o encurtamento induzido pelos cavalgamentos.

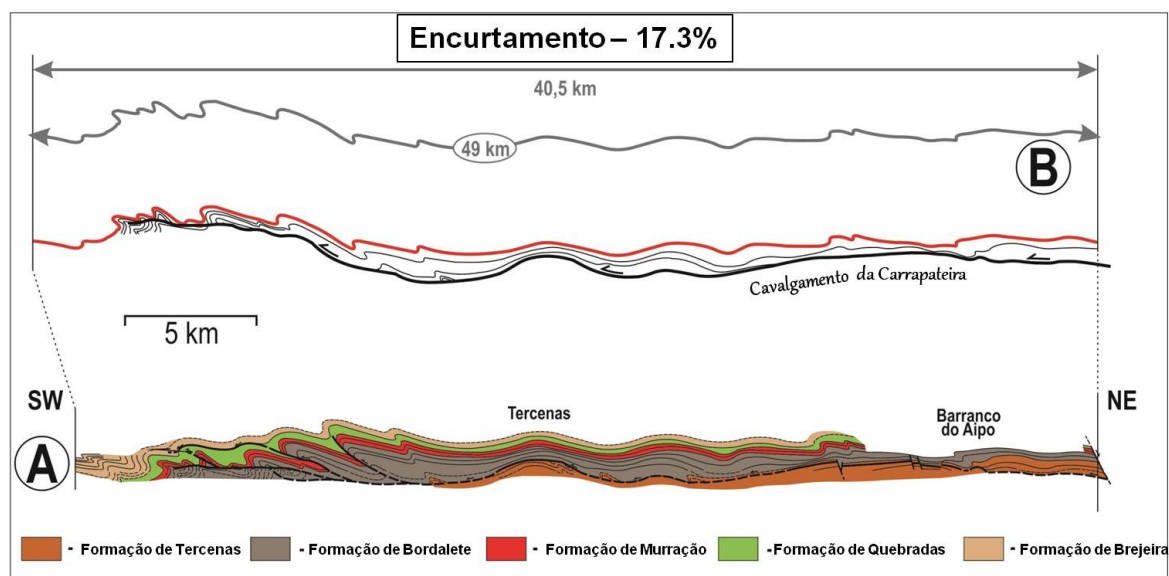


Fig. 175. Retrodeformação do corte geológico 1:50 000 da região da Carrapateira no setor externo SW.

A- Situação atual (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1987);

B- Marcadores e estimativa da deformação.

Os resultados encontram-se expressos no Quadro 12.

Quadro 12. Resultados dos cortes balanceados das zonas internas e externas da ZSP.

Corte Geológico	Escala	Comprimento inicial (km)	Comprimento pós-dobramento (km)	Comprimento final (km)	Encurtamento por dobramento		Encurtamento por cavalgamentos		Encurtamento total (%)
					km	%	km	%	
Setores internos a NE do cavalcamento de Neves-Corvo (fig. 171)	1/200000	124	50	30	74	59.7	20	16.1	75.8
Setores internos a NE do cavalcamento de Odemira (fig. 172)	1/200000	150	97	70	53	35.3	27	18	53.3
Setores externos a SW do cavalcamento de Odemira (fig. 173)	1/200000	93	70	---	23	24.7	10-20	10.7-21.4	35.4 - 46.1
Região de Mértola (fig. 174)	1/50000	68.5	23.5	---	45	65.7	---	---	65.7
Região da Carrapateira (fig. 175)	1/50000	49	40.5	---	8.5	17.3	---	---	17.3

8.3. Resultados e discussão

Começamos por realçar que os valores de encurtamento expressos no quadro 12 têm uma aproximação às décimas, resultante da divisão das medições efetuadas a partir dos cortes geológicos das cartas. De modo nenhum os valores obtidos correspondem a uma precisão real das medidas, sendo que a opção pela aproximação às décimas deve ser apenas tomada como prática de referência não correspondendo às medidas efetuadas na realidade. Com efeito, a cartografia das estruturas é apenas uma aproximação à estrutura real realizada pelo(s) geólogo(s) no campo.

Para o setor a Norte do cavalgamento de Neves- Corvo (fig. 171), o valor obtido para o encurtamento produzido pelos dobramentos que afetaram a formação de Mértola, o VS e o PQ, foi de 59.7%, sendo de 16.1% para o encurtamento relativo aos cavalgamentos. Como valor global, o encurtamento de 75.8%, revela uma forte deformação para este setor (quadro 12).

Os cálculos relativos a todo o domínio da Faixa Piritosa, ou seja, a Norte do cavalgamento de Odemira, (fig. 172) revelaram uma estimativa para o encurtamento total de 53.3%, valor do qual 35.3% é devido aos dobramentos, enquanto 18% se deve aos cavalgamentos principais (quadro 12).

Se compararmos este valor global, de 53.3% para o domínio da Faixa Piritosa, com o valor obtido para o setor mais interno, de 75.8%, conclui-se que a intensidade dos dobramentos decresce para SW. É necessário realçar que estas estimativas não refletem toda a deformação nos setores internos, pois a deformação associada à componente esquerda do regime transpressivo (*e.g.* Ribeiro & Silva, 1983; Silva, 1989; Silva *et al.*, 1990; Marques *et al.*, 2010) não é possível de evidenciar em cortes geológicos bidimensionais perpendiculares à estrutura principal (figs. 171 e 172).

No que diz respeito aos setores mais externos da ZSP, os dobramentos a SW do cavalgamento de Odemira terão induzido um encurtamento de cerca de 24.7% (fig.173; quadro 12), resultante de uma fraca deformação produzida pela fase de deformação varisca D_2 . Em relação ao encurtamento produzido pelos cavalgamentos, a falta de referências que permitam a reconstrução da estrutura pré-cavalgamento tornam o cálculo difícil e pouco preciso. Sabe-se apenas que o carreamento da Carrapateira terá tido um deslocamento de cerca de 10 a 20 km (Ribeiro, 1983). O encurtamento induzido por outros cavalgamentos na mesma zona, como os da Capela (Caroça & Dias, 2002), ou de Mouranitos, é considerado pouco significativo (Dias & Basile, 2013). Assim, julga-se que um encurtamento entre 10.7-21.4% terá sido induzido pelo cavalgamento principal nesta zona (quadro 12).

Assim, mesmo assumindo o valor mais elevado (quadro 12), será de esperar, com base nos valores apurados, que o encurtamento para os setores mais externos da ZSP não ultrapasse os 45%, apoiando a ideia de que a intensidade da deformação D_2 decresce para SW.

Os cálculos efetuados com base na escala 1: 50 000, deram para o setor de Mértola (Oliveira & Silva, 2007; fig. 174), um valor de encurtamento, induzido pelos dobramentos, de 65.7%, enquanto para a zona externa da Carrapateira (Ribeiro *et al.*, 1987), a reconstrução da geometria inicial, antes do dobramento, permitiu determinar um valor de apenas 17.3% de encurtamento (fig. 175; quadro 12).

Assim, os valores determinados à escala 1:50 000 apoiam os atrás obtidos com base na escala 1: 200 000, revelando uma intensidade de deformação muito superior para os setores internos relativamente à zona mais externa desta parte do orógeno varisco. A intensidade de deformação decresce, deste modo, de NE para SW, o que indica que a compressão por trás terá sido o mecanismo principal de deformação da Zona Sul Portuguesa. No entanto, os dados obtidos não excluem a ocorrência a nível local de processos do tipo colapso gravítico, enquanto a nível regional, o seu papel terá sido mínimo.

9. Modelação análoga da formação e deformação da ZSP

Os dados obtidos através dos cortes balanceados foram importantes para a concretização da modelação análoga do prisma acrecionário da Zona Sul Portuguesa. Não só apoiaram a compressão como mecanismo de deformação principal, como permitiram o dimensionamento (=scaling) dos modelos.

As duas principais questões-problema que nortearam a investigação experimental foram, assim, as seguintes:

i) Como explicar um padrão estrutural ligeiramente diferente da zona mais externa relativamente à mais interna, com estruturas mais inclinadas nesta e estruturas mais deitadas nas zonas externas?;

ii) Estará este padrão estrutural, nomeadamente a existência de cavalgamentos, de muito baixo grau de inclinação e grande deslocamento, associados à interferência com uma plataforma argilo-carbonatada/alto fundo, possivelmente formada por sedimentos provenientes da Avalónia?

Começámos por realizar, no *LabGExp* (GeoFCUL), experiências preparatórias com o intuito de: i) melhor compreender o comportamento reológico de materiais granulares, como as areias e os pós de pedra (s.l.), ii) testar parâmetros que determinam a propagação da deformação do prisma e o estilo estrutural.

Seguiram-se experiências realizadas no *LabGExp* e no *Tektonikos* (CCV de Estremoz, Universidade de Évora), primeiro de carácter preparatório, e depois com o objetivo de investigar os problemas propostos. Em ambos os locais se utilizou o mesmo tipo de equipamento.

9.1. Modelos e materiais

Para simular a evolução estrutural do prisma acrecionário da Zona Sul Portuguesa (primeira questão-problema) optou-se por um modelo do tipo subducção (Graveleau *et al.*, 2012) semelhante aos utilizados por diversas equipas de investigadores (e.g. Davis *et al.*, 1983; Lallemand *et al.*, 1992; Kukowski *et al.*, 1994; Gutscher *et al.*, 1998; Malavieille & Trullenque, 2009; Malavieille, 2010; Konstantinovskaya & Malavieille, 2011). Este tipo de equipamento (fig. 176) simula a geometria e a cinemática de um prisma acrecionário, que vai evoluindo em função do movimento da placa em subducção.

Também diversas equipas, com o mesmo tipo de modelo, ou com um modelo de indentação, têm estudado o processo de confrontação entre um prisma acrecionário e zonas de altos fundos submarinos (Dominguez *et al.*, 1998, 2000; Marques & Cobbold, 2002) ou estruturas lineares (Lallemand *et al.*, 1992; Gutscher *et al.*, 2009; Duarte *et al.*, 2011) com prismas acrecionários (segunda questão-problema). Essa

confrontação acontece quando aquelas zonas ou estruturas sofrem subducção ou *underplating* (são puxados para debaixo dos prismas), com consequente interferência na deformação localizada dos prismas. No entanto, para além desta deformação, é possível tentar reconstituir as consequências em toda a evolução da deformação do prisma, quer na zona de confrontação, quer no seu todo. Foi esse processo que tentámos simular nas experiências principais.

O tipo de equipamento adotado é todo em vidro acrílico, constituído por uma base horizontal ($\beta = 0^\circ$) e limitado por duas paredes longitudinais. Um dos topos laterais da caixa é aberto, enquanto o outro é constituído por uma placa inclinada (cunha ou rampa; o chamado *backstop*) do mesmo material, cuja inclinação pode fazer-se variar entre 20° e 30° . Uma folha de acetato ou de plástico, à largura do fundo da caixa, e ao longo de todo o seu comprimento, passa por baixo da cunha, simulando a placa em subducção. Um modelo/caixa de deformação deste tipo permite a observação da deformação interna, através das paredes laterais, não obstante o atrito provocado, bem como da deformação associada, à sua superfície. Com efeito, esta é uma das possibilidades de grande interesse que os modelos experimentais apresentam com vantagem relativamente aos modelos numéricos (Graveleau *et al.*, 2012).

O prisma acrecionário submarino é simulado por uma multicamada de materiais granulares, que se deforma contra a cunha (ou rampa). Esta, por sua vez, como assumido por outros investigadores (Byrne *et al.*, 1993; Kukowski *et al.*, 1994; Gutscher *et al.*, 1998), representa a margem continental que induz a deformação do prisma. Aqui, a cunha representa os setores Norte da Zona Sul Portuguesa (*i.e.* o Domínio do Pulo do Lobo) e os domínios Sul da ZOM (Ribeiro *et al.*, 1979; Oliveira *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 2007).

Em qualquer um dos modelos utilizados (fig. 176 e 195), a cunha é indeformável, o que na realidade não acontece; no entanto, esta é uma aproximação que é seguida pela generalidade dos trabalhos de modelação análoga de prismas que foram citados anteriormente. Entre a cunha e o acetato foi colocada uma tira de pelúcia para impedir a passagem de sedimentos, apesar de ser uma limitação do modelo, pois é sabido que, na realidade, água e sedimentos são subductados. Todavia, não se pretendia estudar essa variável.

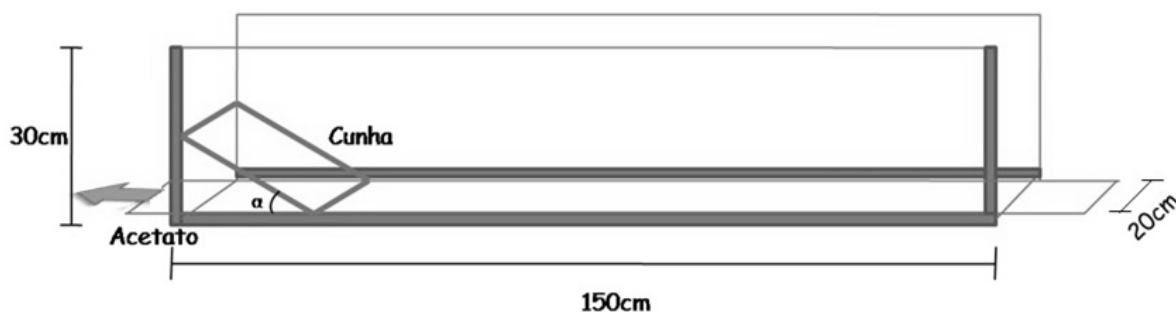


Fig. 176. Equipamento utilizado nas experiências preliminares no LabGExp (Centro de Geologia - GeoFCUL).

O acetato simula a placa em subducção, e o plano entre o acetato e a multicamada de materiais granulares, o descolamento basal que existirá sob os metassedimentos aflorantes na Zona Sul Portuguesa (Ribeiro & Silva, 1983; Simancas *et al.*, 2003). Este tipo de abordagem generalizou-se entre as equipas que têm utilizado a modelação análoga para ambientes do mesmo tipo (*e.g.* Kukowski *et al.*, 1994; Gutscher *et al.*, 1998; Lujan *et al.*, 2003; Graveleau & Dominguez, 2008; Malavieille & Trullenque, 2009).

Como se pretendia simular a deformação em níveis supracrustais, optou-se pela utilização de materiais granulares em toda a coluna de sedimentos (materiais análogos). Como já referido no cap. III, a areia é reconhecida como um material apropriado para simular o comportamento frágil (seguindo o critério de fraturação de Mohr-Coulomb) das rochas sedimentares da crosta superior (Hubbert, 1951; Byerlee, 1978). Quanto aos pós de rocha (*s.l.*), com um coeficiente de atrito interno ligeiramente superior ao das areias, é aconselhada a sua utilização nos casos em que se pretende simular rochas mais compactadas, com maior densidade, com maior ângulo de atrito interno, ou como marcadores cinemáticos (*e.g.* Hubbert, 1951; Kukowski *et al.*, 1994; Graveleau & Dominguez, 2008). Para processos compressivos, geralmente, são utilizadas areias com ângulos de atrito por volta dos 30° (*e.g.* McClay *et al.*, 2004; Bonini *et al.*, 2000) mas, tratando-se da simulação de sedimentos submarinos, não é de menosprezar a utilização de materiais com um ângulo de atrito ligeiramente superior pois, como referem Graveleau e Dominguez (2008), ele tende na realidade a aumentar quando os sedimentos se encontram saturados de água.

O movimento foi induzido em todas as experiências, puxando-se, muito lentamente o acetato à mão, assumindo-se uma velocidade aproximada de alguns centímetros por minuto, no modelo, que corresponde a uma velocidade real de alguns centímetros por ano, tendo em conta que é nessa ordem de valores que decorre na atualidade o movimento das placas (cm/ ano ou mm/ano). No entanto, a deformação dos materiais granulares é independente do tempo (*e.g.* Lallemand *et al.*, 1992).

Em qualquer modelo deste tipo, são menosprezados a subsidência da placa e o consequente reajuste isostático, bem como o papel dos fluidos na deformação (*e.g.* Lújan *et al.*, 2003). Outra limitação é o atrito das paredes laterais que diminui a velocidade de propagação da deformação na periferia relativamente ao centro, induzindo na estrutura a formação de arcos, em planta, com a concavidade voltada para a cunha quando na realidade é ao contrário como se revela nos modelos sem paredes (*e.g.* Duarte *et al.*, 2011). Essa desvantagem é compensada pelo facto de assim ser possível fazer-se a observação da deformação passo-a-passo, caso contrário, só no final a mesma seria possível, e apenas através da produção de cortes realizados no modelo. Este aspeto leva a que a generalidade dos modelos análogos que têm sido realizados para a simulação da deformação em prismas acrecionários (ver referências anteriores) utilizem sempre prensas com paredes laterais.

9.2. Experiências preliminares

Estas experiências preliminares tiveram, como objetivo principal, a testagem de materiais análogos e de diversas variáveis que determinam a deformação e a evolução de um prisma acrecionário (Davis *et al.*, 1983; Bonini *et al.*, 1999; Huenen & Lallemand, 1990; Malavieille, 2010), para além do domínio de diversas técnicas, por não termos prática anterior. Para além disso, as três experiências tiveram como objetivos: **a) observar e comparar os tipos de estruturas formadas; b) perceber qual ou quais das situações simuladas se aproxima mais da situação real a simular (a ZSP), c) averiguar a influência da erosão na evolução do prisma (apenas para a terceira experiência).**

Entre as três experiências realizadas, fez-se variar: *i)* o ângulo de inclinação da cunha (entre 20°-30°), *ii)* a espessura total da multicamada (3-4 cm), *iii)* a relação entre as espessuras dos leitos de areias e pós de pedra, *iv)* a compactação dos leitos de areias e pós de pedra, e a *v)* ocorrência de erosão induzida (quadro 13).

Quadro 13. Parâmetros testados nas três experiências preliminares (LabGExp).

Variáveis Experiência	Ângulo de inclinação da rampa	Espessura relativa das camadas de areias e pós de pedra	Espessura total de areias e pós	Compactação das camadas
1	20°	Igual	3 cm	Sim
2	30°	Camadas de pós com metade da espessura das camadas de areias	4 cm	Não
3	30°	Camada de pós com espessura mínima, apenas para sublinhar as estruturas	4 cm	Não

As areias utilizadas de referência LGE (vide cap. III), são, em geral, constituídas por grãos com elevado grau de arredondamento, cujo diâmetro é, em média, inferior a 0, 25 mm, e ângulo de atrito interno a rondar os 30° (variável de acordo com a cor). A densidade aproximada média é de 1,77 (a areia amarela por ter um valor fora da média não foi utilizada). De recordar que este valor foi determinado para areias não compactadas. Ao compactar, a densidade das areias aumenta.

Os materiais, areias e pós, foram polvilhados sobre o acetato, cujo ângulo de atrito é de cerca de 19° (obtido por medição expedita com areia LGE01 e cálculo da média de 10 medições sucessivas), em toda a extensão do modelo, cerca de 130 cm, camada sobre camada. É conhecido que, por este método de distribuição à mão (*handling* em inglês), parâmetros como o ângulo de atrito interno, a densidade e a coesão dos materiais granulares aumentam ligeiramente em relação aos de outros processos como o simples derrame (*e.g.* Krantz, 1991; Lohrmann *et al.*; 2003), o que é favorável nesta circunstância em que se pretende simular sedimentos marinhos (*e.g.* Gutscher *et al.*, 1998; Lohrmann *et al.*, 2003).

Apenas na primeira experiência foram os materiais compactados depois de cada camada depositada, o que fez aumentar a sua densidade, coesão e ângulo de atrito interno, bem como de toda a multicamada e, consequentemente, da resistência interna.

Na situação real da formação do prisma acrecionário da ZSP, erosão, sedimentação e deformação, ocorreram quase em simultâneo (*e.g.* Oliveira, 1990; Silva *et al.*, 1990). Os fatores que se fizeram variar, sem contar com a erosão que se induziu no final da terceira experiência, constam do quadro 13. Da segunda para a terceira experiência, apenas se fez variar a espessura das camadas de pós. Segue-se a descrição breve dos resultados de cada experiência.

Em qualquer uma das experiências, bem como nas realizadas *a posteriori*, o acetato foi lentamente puxado à mão, em impulsos sucessivos, para observação das estruturas formadas e maior facilidade de registo de alguns dados quantitativos. Na última experiência, após finalizar o encurtamento, ou seja, quando a tração do acetato deixou de produzir deformação, simulou-se erosão com um aspirador. De seguida prosseguiu-se com o encurtamento. E voltou-se a produzir erosão.

9.2.1. Resultados

A deformação, nas três experiências, teve sempre início junto à cunha (fig.177), propagando-se de seguida, para a zona externa, através de dobramentos (principalmente nas camadas mais profundas, descrito também em Koyi, 1995) e cavalgamentos imbricados.

Estipulou-se que no modelo, junto à cunha seria o Norte, enquanto no lado contrário seria Sul, de acordo com as coordenadas atuais, tendo em conta que simulávamos a ZSP.

Experiência 1

Nesta primeira experiência as estruturas formadas apresentam um único sentido, o Sul.

Começando a deformação junto à cunha, esta propagou-se para Sul, através de dobramentos que, rapidamente romperam pelo flanco inverso dando origem a cavalgamentos imbricados (fig.178).

Nas camadas de areias verificou-se um sobreespessamento, principalmente ao nível das charneiras das dobras (fig. 179).



Fig. 177. 2,3% (de encurtamento).

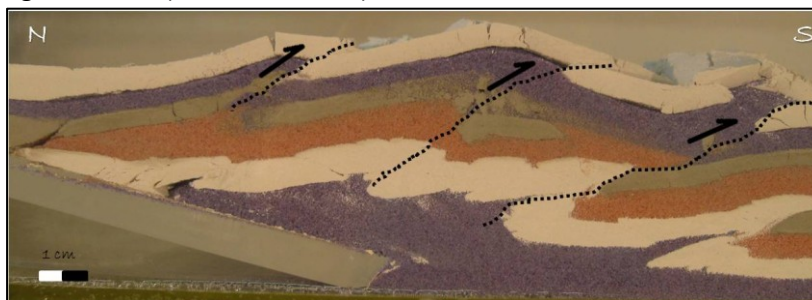


Fig. 178. 3,8% (de encurtamento). Tal como na figura acima as setas indicam o sentido de movimentação dos cavalgamentos.

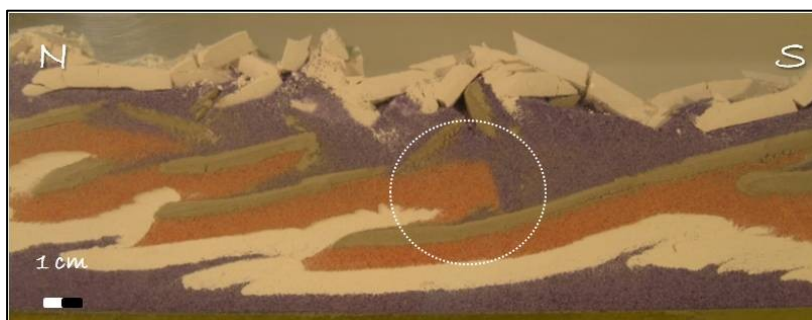


Fig. 179. 30,8% (de encurtamento). No círculo observa-se espessamento da charneira da dobra e contacto de camadas antes estratigraficamente separadas (e.g. nível branco sobre o cinzento).

O deslocamento nos cavalgamentos prossegue à medida que a deformação progride, dando origem a duplicação de camadas. A continuação da deformação leva ao estiramento, laminação e rutura de muitas camadas, colocando em contato camadas que antes estavam separadas (fig. 179). A rutura de camadas inicia-se nos níveis dos pós por terem comportamento reológico mais frágil (fig. 179).

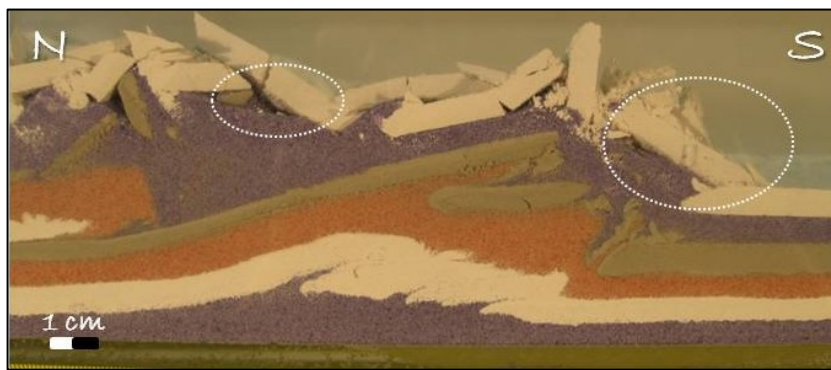


Fig. 180. 41,2% (de encurtamento). A elipse mais a Norte representa rutura da camada superficial, enquanto a elipse mais a Sul evidencia uma situação de rutura com colapso gravítico.

estavam separadas (fig. 179). A rutura de camadas inicia-se nos níveis dos pós por terem comportamento reológico mais frágil (fig. 179).

A partir de determinado momento, a deformação deixa de se fazer em profundidade restringindo-se a ruturas superficiais e acentuando-se, essencialmente, na zona frontal do prisma. Atingido o espessamento máximo do prisma, verifica-se o colapso gravítico em alguns casos (fig.180).

Forma-se um último cavalgamento na frente do prisma, com inclinação semelhante à dos anteriores. Entre ele e o anterior há uma (extensa, na realidade) área não deformada. Os cavalgamentos manifestam-se à superfície por grandes ruturas (fig. 180).

O encurtamento termina por volta dos 55% (fig.181). O prisma apresenta-se globalmente com uma estrutura em socacos da zona interna para a externa, com padrões de deformação que se repetem, revelando homogeneidade estrutural. Observa-se um empilhamento de camadas devido aos vários cavalgamentos. Nas zonas mais internas observa-se uma mistura de materiais, inicialmente pertencentes a camadas distintas, reveladora de uma longa história de deformação. É também na zona interna que se observam alguns retrocavalgamentos (assinalados por traço, ponto, traço), pouco significativos na globalidade do prisma e que são claramente induzidos pela cunha, pois só se desenvolvem sobre ela.

O prisma apresenta-se no final, com uma espessura máxima de 9 cm, tendo triplicado em relação à situação inicial, enquanto o comprimento reduziu-se pouco mais de metade.



Fig. 181. Aspeto final do prisma acrecionário (≈55%). N- Norte, S- Sul. A partir dos cerca de 55% o encurtamento deu-se por terminado. A resistência interna do prisma foi aumentando e a fricção basal torna-se insuficiente para continuar o encurtamento por tração do acetato.

Experiência 2

Para além das especificações reveladas no quadro 13, também esta experiência teve, como variante, o facto de as duas primeiras camadas (as mais profundas) serem constituídas por areias, sem que tivessem uma camada de pó a separá-las, de modo a simularem o nível estrutural mais baixo, onde os materiais podem apresentar um comportamento mais dúctil, como é referido por Koyi (1995).

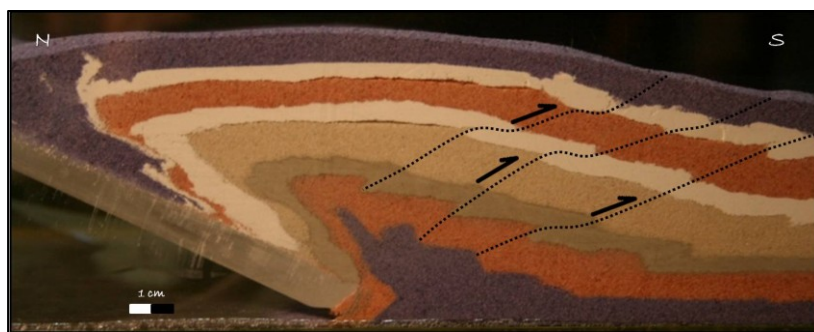


Fig. 182. 9,6% (de encurtamento). Início da deformação com a formação de cavalgamentos vergentes para Sul.



Fig. 183. 18,5% (de encurtamento). A deformação progride para Sul através de cavalgamentos, mas o prisma vai espessando à custa também de alguns retrocavalgamentos.

Tal como na experiência anterior, a deformação tem início junto à cunha com a formação de cavalgamentos imbricados para Sul (fig. 182), cuja rutura é mais visível nas camadas de pó. Em “profundidade” a deformação expressa-se através de dobras, nas camadas de areias, onde reside a formação dos cavalgamentos. Estes têm expressão à superfície, através de ruturas de declive, que formam degraus. Há apenas, inicialmente, um ou dois pequenos cavalgamentos vergentes para Norte.

Perante um novo incremento (fig. 183-18,5%), a deformação prossegue à custa de novos cavalgamentos (ou carreamentos consoante a escala) e de alguns retrocavalgamentos (vergentes para Norte). Nesta figura, como em todas as que se seguem, os cavalgamentos estão a pontado enquanto os retrocavalgamentos estão



Fig. 184. 27,7% (de encurtamento). A movimentação dos cavalgamentos formados continua.

marcados a traço, ponto, traço. Estes acidentes (cavalgamentos e carreamentos), na realidade, quando gerados em níveis estruturais intermédios, formam-se à custa do aumento de tensão numa zona de dobramento, que acaba por romper ao nível do flanco curto (inverso). Na experiência, as areias acompanham os dobramentos através do espessamento das charneiras (fig. 184).

Com a continuação do encurtamento (fig. 184), os cavalgamentos formados no incremento anterior sofrem maior rejeito e rodam, tornando-se mais inclinados. Novos cavalgamentos formam-se no sentido Sul, que, em profundidade se associam a dobramentos e que têm também expressão à superfície.

Os retrocavalgamentos (em menor número), formados no incremento anterior sofrem movimentação mínima.

Nos últimos incrementos, a deformação continua a progredir para Sul (fig. 185). Há mesmo laminação de camadas, colocando em contacto camadas anteriormente separadas. Observam-se zonas de grande deformação, como por exemplo, na zona frontal do cavalgamento da fig. 185.



Fig. 185. 51,5% (de encurtamento). Laminação de camadas mais frágeis com consequente contacto entre pós por planos de falhas (cavalgamentos). Observa-se, a Norte, a deformação do flanco longo (normal) do dobramento principal.

Nas zonas internas já praticamente não acontecem modificações. O prisma atingiu a sua espessura máxima, com tendência a colapsar em algumas zonas. À superfície é notória a expressão dos cavalgamentos/carreamentos. O encurtamento terminou por volta dos 51% de encurtamento. A altura máxima do prisma é de cerca de 9 cm (mais do que duplicou em relação à espessura inicial).

Experiência 3

Tal como na experiência 2, as primeiras duas camadas são de areia.

A deformação iniciou-se também junto à cunha com pequenas dobras, em maioria, com vergência para Sul (plano axial orientado E-W e a pender para Norte). Formaram-se algumas dobras

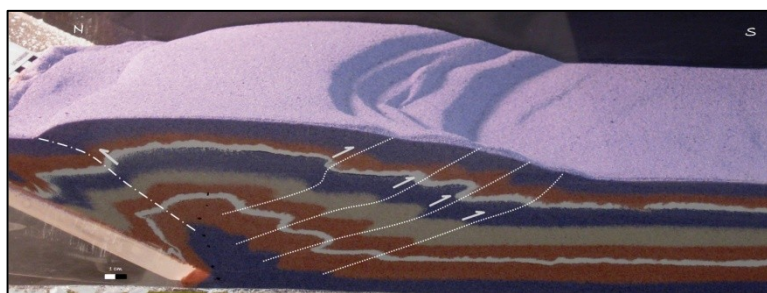


Fig. 186. 9,2% (de encurtamento). Os cavalgamentos formados apresentam expressão à superfície.

com vergência para Norte (plano axial a pender para Sul) na dependência da cunha, por isso, pode-se afirmar que o prisma tem uma bivergência (dos 3 é o que apresentou a mais notória). As dobras vergentes para Sul, (como as vergentes para Norte) manifestam-se por ruturas superficiais (fig. 186), o que quer dizer que são a expressão de cavalgamentos, menos visíveis junto das paredes, devido ao atrito por elas

provocado. Como o deslocamento ao centro é maior, essas dobras já terão sofrido ruptura ao nível dos seus flancos inversos.

O prisma, aos 9,2% de encurtamento, apresenta-se bivergente, com maior desenvolvimento da deformação para Sul, como era esperado.

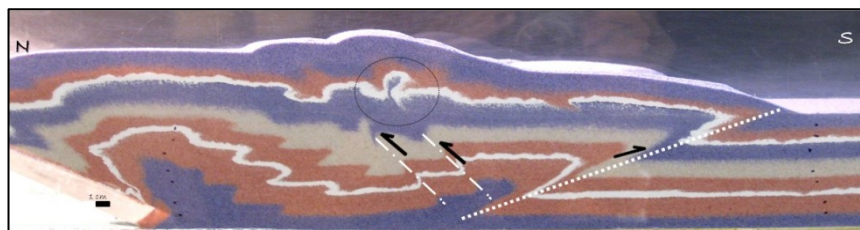


Fig. 187. 15% (de encurtamento). Ocorreu um segundo impulso de deformação (estrutura dentro da elipse) em alguns dos dobramentos formados no primeiro encurtamento. Um novo cavalgamento frontal é gerado enquanto novos retrocavalgamentos são formados a partir da mesma camada em que ele se gerou.

Com novo encurtamento (fig. 187) o prisma espessa e redobra algumas das estruturas precoces. Começa a haver

estiramento e laminação de algumas camadas mais superficiais. A deformação progride para Sul com novo cavalgamento, mas o encurtamento faz-se também à custa de retrocavalgamentos.

A deformação prossegue à custa de novos cavalgamentos para Sul (fig. 187), enquanto o dobramento anterior, associado ao cavalgamento formado antes, é também redobrado. Esse cavalgamento anterior roda ligeiramente, adquirindo maior inclinação. Estas e outras figuras que se assemelham a “cabeças de pato” parecem em alguns casos, como a da elipse da figura anterior (fig. 180), ser consequência de interferência entre cavalgamentos e retrocavalgamentos.

Volta a acontecer, nesta experiência, a laminação de camadas (fig. 187 e 188). A vermelha mais superficial praticamente desaparece em alguns pontos, pondo em contacto a camada de pó branco (gesso) com a camada azul superficial. É de notar que quando se forma uma estrutura com vergência para Sul, formam-se em simultâneo um conjunto de estruturas com a mesma “raiz” para Norte.

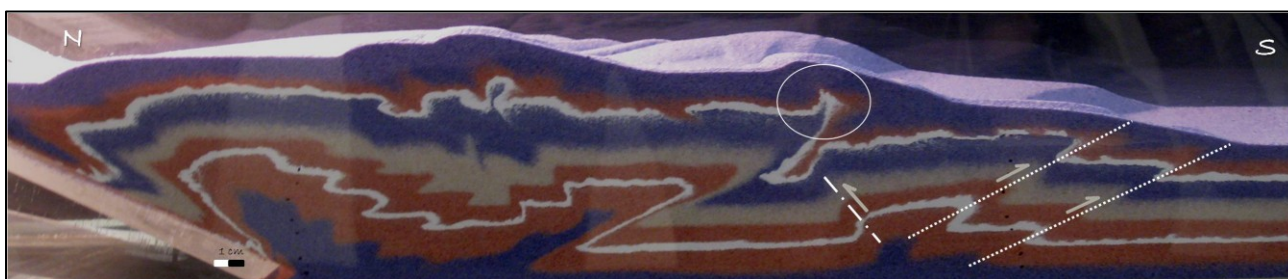


Fig. 188. 21,9% (de encurtamento) . Formação de mais dois novos cavalgamentos frontais e redobramento do anterior.

Aos 38,5% o encurtamento termina (fig. 189). O prisma deixa de crescer em altura e acaba mesmo por colapsar nos locais em que se torna mais espesso, em virtude dos redobramentos que vão acontecendo. A altura máxima do prisma é de 8,8 cm.

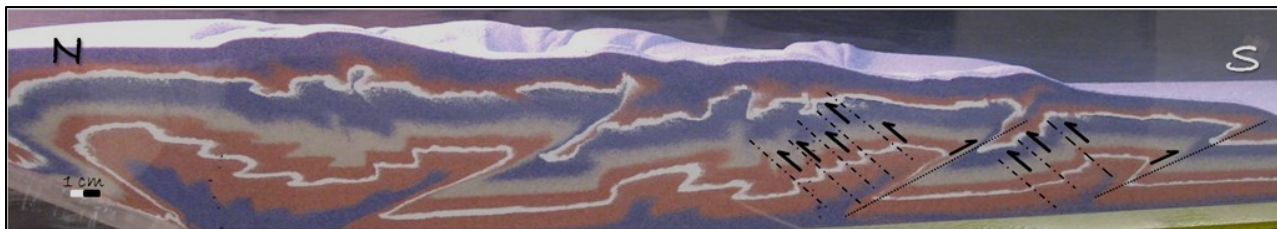


Fig. 189. 38,5% (de encurtamento). O padrão estrutural repercute-se ao longo do prisma através de cavalgamentos vergentes para Sul e alguns menos significativos para Norte. Os redobramentos vão também acontecendo, sempre depois da formação de um novo cavalcamento.

Após terminado o encurtamento *fez-se erosão*.

Experiência 3+Erosão

A erosão que se produziu levou a que o prisma reduzisse ligeiramente o seu ângulo de inclinação superficial, em cerca de 2° (fig. 190). Foram aspirados os relevos mais proeminentes de modo a simular a erosão real. Um novo incremento levou a um encurtamento de mais 15,4%, à custa de maior deformação

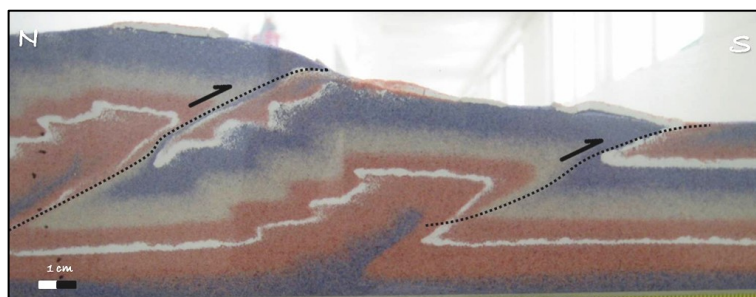


Fig. 190. 53,8% (de encurtamento). Após erosão alguns cavalgamentos, como o da figura, são reativados, produzindo um grande deslocamento.

interna (compactação das areias) e da reativação dos cavalgamentos principais (fig. 190).

Provocou-se nova erosão até refazer de novo o ângulo crítico, e voltou-se a puxar o acetato até produzir um encurtamento total de cerca de 61%. Esse encurtamento produziu-se à custa, principalmente da movimentação nos cavalgamentos, os dois mais externos, representados na fig. 191, tal como no incremento anterior. Pela figura é evidente que houve uma maior movimentação no cavalcamento mais interno. Em ambos, a inclinação diminuiu.

Há novamente um espessamento do prisma, feito principalmente à custa da rotação de alguns acidentes. Não o contabilizámos nesta parte da 3ª experiência porque também não o fizemos para a erosão. Com esta apenas regularizámos o ângulo de inclinação da superfície do prisma.

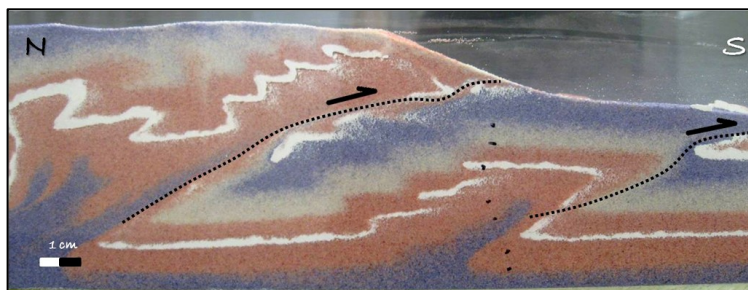


Fig. 191. 61% (de encurtamento). Cavalgamentos cuja movimentação é responsável pelos últimos incrementos na deformação do prisma. O seu ângulo de inclinação diminuiu também ligeiramente.

O prisma ficou com o aspeto que se pode observar na figura 192.

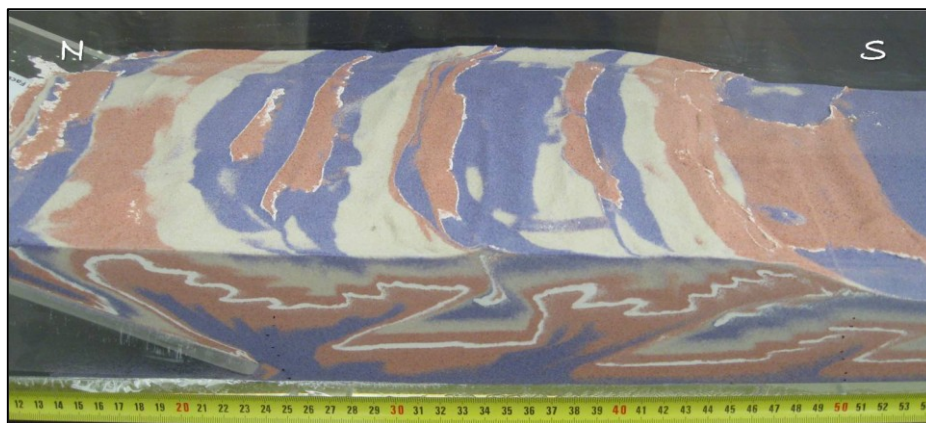


Fig. 192. Aspecto final de toda a extensão do prisma. A superfície assemelha-se ao aspecto de uma carta geológica com padrões diversos consoante o tipo e idade das litologias.

No final de cada experiência comparámos os valores de encurtamento e espessamento em percentagem, expressos no quadro 14, tendo em conta um comprimento inicial da multicamada de 130 cm para qualquer dos casos, e espessuras iniciais de 3 cm para a primeira experiência e de 4 cm para a segunda e terceira experiências.

Quadro 14. Encurtamento e espessamento nas três experiências.

Experiências	1ª		2ª		3ª		3ª após Erosão	
	Cm	%	Cm	%	Cm	%	Cm	%
Encurtamento	72	55	67	51,5	50	38,5	79	61
Espessamento	6	200	5	125	4,8	120	-	-

Apresentados os resultados das 3 experiências passamos à sua discussão.

9.2.2. Discussão de resultados

Diz-se que o encurtamento termina quando, ao exercermos tração sobre o acetato, já não ocorre encurtamento da multicamada, não provocando fraturação interna. A resistência da multicamada é grande junto à cunha, onde a espessura é maior, diminuindo para a zona externa. Na zona onde o prisma mais espessou, a compactação aumentou, logo aumentou também a coesão e a resistência interna.

A primeira experiência foi aquela em que se produziu maior encurtamento. A multicamada teria um coeficiente de atrito interno médio superior às multicamadas das outras experiências em virtude de as camadas terem sido compactadas. O facto de ter menor espessura também pode ter contribuído para uma maior distribuição de massa que, por sua vez, tenha também contribuído para um maior encurtamento. Outro facto para o encurtamento e que conduziu também a um maior espessamento, nesta primeira experiência, foi a formação de vários cavalgamentos mesmo na zona interna que levou a um empilhamento de camadas.

Em contrapartida, na última experiência (sem erosão) o encurtamento foi menor que nas duas anteriores. Foi aquela em que se utilizaram pós apenas como marcadores cinemáticos. Assim o coeficiente de atrito (ou fricção) interno da multicamada seria o mais baixo das três experiências, pois o coeficiente de atrito dos pós é superior ao das areias. Como seria de esperar também foi aquela em que se registou menor espessamento.

Quanto ao padrão estrutural, na primeira experiência ele ficou marcado por estruturas vergentes para Sul, com poucas estruturas (falhas e dobras) vergentes para Norte. Este padrão pode ter sido influenciado, por um lado, pelo aspeto acima referido, ou seja, um elevado coeficiente de atrito interno da multicamada e, por outro, pela inclinação do backstop (20°) ser inferior ao coeficiente de atrito interno da multicamada (Bonini *et al.*, 1999), enquanto na segunda e na terceira seria aproximadamente igual. Há, no entanto, que realçar que a deformação superficial ocorrida na primeira experiência não pode ser considerada análoga da que acontece na realidade natural, visto que a camada superficial apresentou grande coesão entre as partículas. Este aspeto conduziu à formação de um leito com comportamento rígido e à fraturação com formação de vazios, o que não se verifica na natureza.

Na segunda experiência, o padrão estrutural é marcado também por estruturas vergentes para Sul, no entanto, são mais frequentes, que na primeira experiência, as estruturas vergentes para Norte. Todavia, são menos frequentes do que as da terceira experiência, em que o backstop tem a mesma inclinação, mas em que o coeficiente de atrito interno terá sido inferior em virtude de a multicamada ser predominantemente constituída por areias.

Enquanto o padrão estrutural da primeira experiência é típico de uma situação de elevada fricção basal, o da última experiência é típico de um valor baixo de fricção basal quando é mantida a mesma

constituição da multicamada (areias) e se faz variar a fricção basal (*e.g.* Malavieille, 2010). O que se fez foi exatamente o contrário, ou seja, em vez de variarmos a resistência basal, fizemos variar a resistência interna da multicamada. Parece-nos, assim, que ao fazer variar a resistência interna se induz um efeito semelhante ao de quando se faz variar a resistência basal e se mantém a resistência interna.

Quanto ao tipo de estruturas formadas, a segunda experiência é aquela que revela um padrão estrutural mais heterogêneo, certamente em virtude de uma maior heterogeneidade de materiais utilizados, e da diferença de espessura das camadas (diferente entre pós e areias).

Em todas as experiências se confirmou que a rutura das camadas se faz preferencialmente nos pós e, que nas areias se formam dobras e falhas. Em todas as experiências a compressão levou a processos de extensão localizada, provocando o estiramento que conduziu à laminação das camadas e ao colapso gravítico. Este permite que o prisma readquira o seu ângulo crítico, autorregulando-se.

A erosão induzida na última experiência permitiu que o prisma voltasse à sua forma crítica ou mesmo subcrítica, pois voltou a sofrer fraturação interna devido à força induzida pela fricção basal do acetato e consequente compressão junto à cunha. A reativação de falhas já existentes exige menor tensão, como já é conhecido da lei de Byerlee (1978), para além do que, foi diminuído o valor da resistência interna por remoção de parte do material da multicamada (na vertical). Deste modo, possibilitou-se absorver maior deformação quer internamente quer por reativação dos cavalgamentos mais externos, cuja inclinação diminuiu.

Quando analisamos a relação encurtamento/espessamento (*vide* Quadro 14), verifica-se claramente que, em qualquer uma das experiências, o espessamento é sempre muito maior do que o encurtamento. Se na primeira experiência se percebe que o maior espessamento é feito com grande contribuição dos vários carreamentos (o que também aconteceu na experiência 3 depois de se *ter feito erosão*), nas outras experiências a explicação não é tão evidente. Para além dos cavalgamentos e dos dobramentos e, principalmente associada a estes últimos, vai ocorrendo uma compactação dos grãos de areias e pós, o que na realidade corresponde a uma deformação interna. É, por essa razão, mas também pela contínua erosão e chegada de novos materiais na frente do prisma que, nos processos reais, o encurtamento é muito superior ao que é permitido e fisicamente possível nas experiências de modelação análoga, como adiante abordaremos. Outros fatores deverão contribuir igualmente para um maior encurtamento na realidade, como a circulação dos fluidos que modifica a reologia dos materiais, bem como a subsidência da bacia (ou da placa em subducção) que faz aumentar a inclinação de base (que na experiência não estamos a considerar).

Mais do que perceber qual das experiências mimetiza melhor a formação da ZSP, era importante compreender como é que, a reologia dos materiais, a resistência interna do prisma e a erosão, podem influenciar a evolução de um prisma acrecionário.

9.3. Experiências para resolução dos problemas propostos

Foram previamente realizados alguns ensaios no *LabGExp*, utilizando o mesmo tipo de caixa de deformação que nas experiências anteriores, para perceber como funcionava a interferência do prisma com uma multicamada constituída por material semelhante (areia) que simulasse a plataforma argilo-carbonatada (Oliveira *et al.*, 2013). O conhecimento adquirido a partir desses ensaios, foi depois mobilizado para as experiências seguintes que decorreram no *Tektonikos*.

A partir das ilações que retirámos das primeiras experiências e, com base em todos os argumentos descritos e referenciados, passámos a testar a interação entre a zona frontal do prisma e algo que simulasse um relevo submarino com vista a dar resposta ao problema formulado. Assim, começámos por realizar algumas experiências apenas para testar a interação entre o final da multicamada que simula o prisma acrecionário e algo que simulasse um relevo submarino.

9.3.1. Experiências preparatórias

Foram realizadas no *LabGExp* diversas experiências, aplicando diversos materiais para simular um relevo submarino, entre materiais rígidos e granulares, tendo em conta os trabalhos anteriormente descritos para simular situações semelhantes (Lallemand *et al.*, 1992; Dominguez *et al.*, 1998, 2000; Gutscher *et al.*, 2009, Duarte *et al.*, 2011).

A partir dos resultados desses primeiros ensaios, e de acordo com o que se pretendia simular, considerámos que o material mais adequado para mimetizar o relevo submarino deveria ser semelhante ao utilizado para simular o prisma acrecionário (fig. 193). O relevo submarino, ou plataforma argilo-carbonatada (Oliveira *et al.*, 2013) é, na realidade, composto por formações que são mais antigas que algumas do prisma acrecionário da ZSP, mas do mesmo tipo, ou seja, rochas sedimentares (*vide* tabela cronostratigráfica, quadro 11).

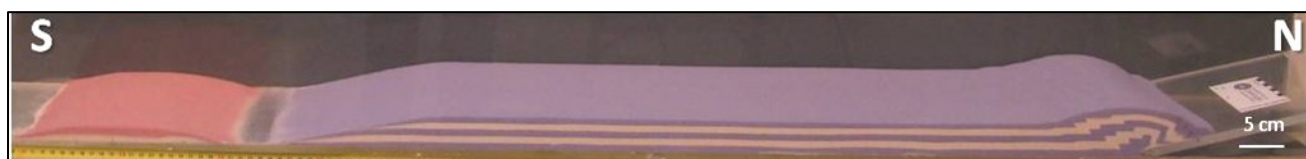


Fig. 193. Experiência da interferência do prisma acrecionário (a azul e branco) com um relevo submarino (a rosa e branco) realizada no *LabGExp*. Primeiro incremento provocando deformação na multicamada que simula a zona externa da ZSP.

Assim, em termos do modelo, a única diferença relativamente ao prisma foi o facto de a multicamada que simulou o relevo submarino, ter sido depositada por cima de lixa (fixa ao acetato), tendo apenas sido aumentada, naquela zona, a fricção basal. Areias e acetato utilizados têm as mesmas características que nas experiências anteriores.

Os resultados (fig. 194) deram-nos algumas indicações, nomeadamente, quanto às estruturas formadas durante o processo de interferência do prisma acrecionário com a multicamada que simulou a plataforma submarina.

As imagens estão sequenciadas no tempo, de cima para baixo, e foram registadas de ambos os lados da caixa de deformação, pelo que têm orientações N-S ou S-N (coordenadas atuais).

Por comparação com processos e estruturas reais, considerámos aconselhável a diminuição de ângulos de inclinação das multicamadas (prisma principal e relevo submarino), bem como da espessura do relevo submarino nas experiências que se seguiram.

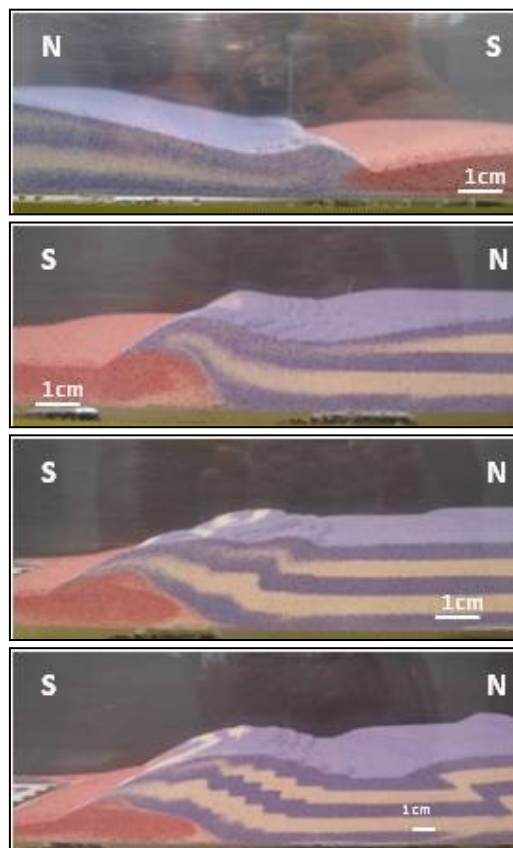


Fig. 194. Simulação (no LabGExp) do cavalgamento do relevo submarino pela mais externa formação do GFBA e formação de retrocavalgamentos à medida que ocorre o encurtamento do prisma acrecionário (sequência das fotos de cima para baixo). S-Sul; N- Norte.

9.3.2. Experiências principais

Foram realizadas duas experiências principais no *Tektonikos*, após alguns testes, utilizando uma caixa de deformação de maiores dimensões (fig. 195) que nos permitiu na segunda experiência, simular à escala, a evolução dos domínios externos da ZSP (unidades A e B, fig. 195; quadro 15) e confronto com uma unidade (C) que simula a plataforma argilo-carbonatada (Oliveira *et al.*, 2006; 2013). As unidades A, B e C representam, respetivamente: a Faixa Piritosa (VS+PQ) e as formações sobrejacentes (Mértola e Mira), a Norte do cavalcamento de Odemira; o GFBA (Fm. Mértola, Mira e Brejeira) a Sul do cavalcamento de Odemira; e o setor SW (vide quadro 11).

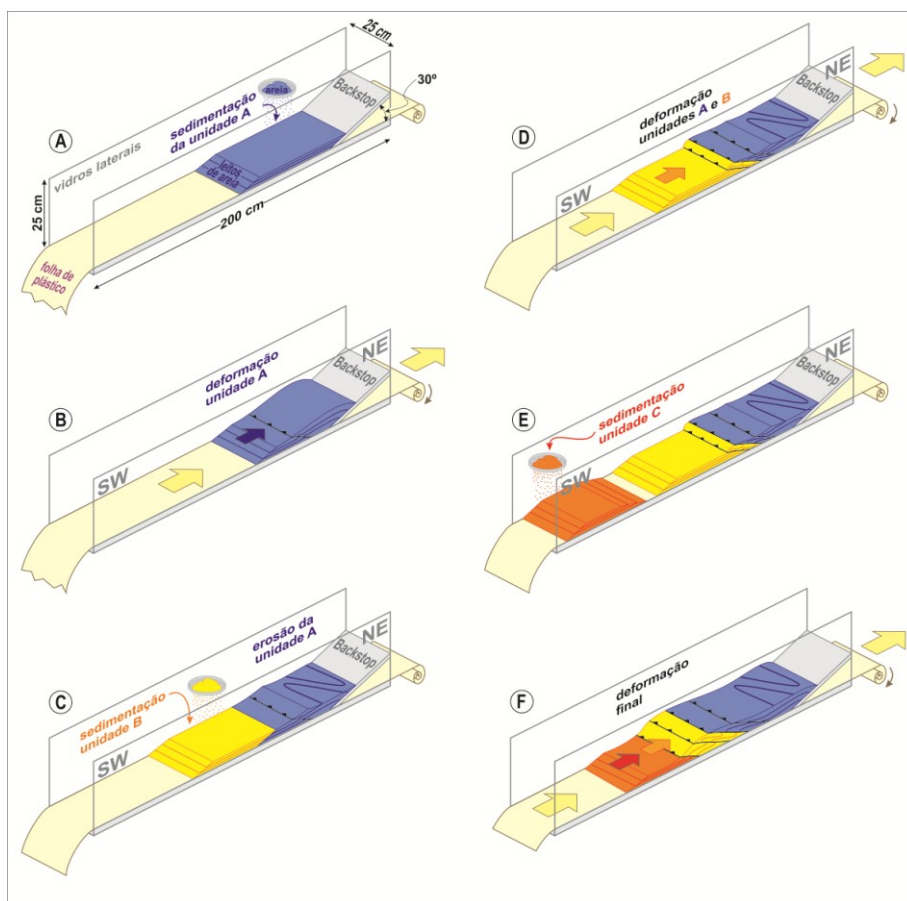


Fig. 195. Procedimentos efetuados para a modelação da ZSP na segunda experiência. A- Sedimentação da unidade A; B- Deformação da unidade A, correspondentes aos primeiros eventos da fase de deformação D_2 ; C- Erosão da unidade A e sedimentação da unidade B; D- Deformação das unidades A e B; E- Sedimentação da unidade C; F- Deformação de todas as unidades, correspondente aos últimos eventos da fase de deformação D_2 .

A primeira experiência teve como objetivos: *i)* **Estudar a interferência da unidade B com a unidade C;** *ii)* **Verificar se a deformação que progride nas unidades A e B é alterada ou reativada pela colisão com a unidade C.**

Na segunda experiência, simulámos todo o prisma acrecionário da zona externa da ZSP (unidades A, B e C), integrando também os conhecimentos adquiridos com os resultados das experiências anteriores. Teve como objetivos: **i) Estudar a progressão da deformação do prisma por influência quer da erosão quer da sedimentação frontal das formações que se foram depositando ao longo do tempo; ii) Averiguar a formação de cavalgamentos subhorizontais por interferência do prisma em evolução (unidade B) com um relevo submarino (unidade C); iii) Averiguar a influência do confronto entre a unidade B e a unidade C, na deformação do prisma.**

As experiências realizaram-se à gravidade normal. Uma caixa de deformação como a utilizada para as experiências preliminares que mimetiza, de forma análoga, as condições geométricas e cinemáticas associadas a uma zona de subducção (*e.g.* Malavieille, 2010). A caixa de deformação tem de dimensões internas 200x25x25 cm. Uma folha plástica com 250 cm de comprimento serviu de análogo do descolamento basal da ZSP. Foi sendo puxada lentamente contra a cunha de acrílico rígido (o mesmo material das paredes da caixa), cuja inclinação era de 30°. A rampa simula aqui também a parte da cadeia já formada. Tem um comportamento rígido que, apesar de não ter sido esse o real, é assumido neste trabalho, tal como em outros trabalhos (*e.g.* Malavieille e Trullenque, 2009).

A superfície da folha de plástico tem uma baixa fricção basal, capaz de simular o descolamento da ZSP. Em toda a extensão da base onde assentou a multicamada de areias, o valor do atrito foi o mesmo à exceção da secção onde assentou a camada que simulou o setor SW (a unidade C). Nessa zona foi colada uma lixa grosseira. Por esta via aumentámos a resistência da base da multicamada, solução encontrada para substituir as utilizadas por outros investigadores (*e.g.* Dominguez *et al.*, 1998; Gutscher *et al.*, 2009; Lallemand *et al.*, 1992) em estudos semelhantes. Estes estudos, geralmente utilizam materiais rígidos e fixos à “placa”, mesmo que cobertos com materiais granulares (pós e areias) como análogos de relevos submarinos (*e.g.* montes, dorsais). Considerámos que, utilizando materiais semelhantes (areias) aos do prisma acrecionário, mas com maior aderência à base (a solução da lixa) porque, na realidade, mais antigos e compactados (o setor SW), mimetizaríamos melhor a situação real.

As areias utilizadas foram as TKK (*vide* cap. III), com uma granulometria média acima dos 300 µm, grau de rolamento subesférico, o mesmo que as LGE, densidade global média de 1730Kg/m³, ângulo de atrito interno médio de 32,5 (°). Estes últimos valores são sempre influenciados pela técnica de distribuição das areias (Krantz, 1991; Lohrmann *et al.*, 2003; Panien *et al.*, 2006), que foi mantida e, utilizando o mesmo equipamento que nas experiências preliminares, ou seja, um caneleiro (habitualmente utilizado para polvilhar açúcar fino ou canela em doçaria).

A deformação de materiais granulares que fraturam de acordo com o critério de Mohr-Colomb, e que apresentam uma coesão muito pequena, é independente do tempo (*e.g.* Lallemand *et al.*, 1992), pelo que a

velocidade de tração da folha de plástico que foi aplicada teve apenas valor qualitativo, da ordem dos cm/minuto.

Algumas das principais limitações do modelo, relativamente ao processo real são: a total ausência da pressão de fluidos, das pressões hidrostáticas e da subsidência, bem como das variações de temperatura. Nas atuais margens convergentes de placas, os efeitos da elevada pressão de fluidos podem, localmente, produzir importantes variações nas propriedades dos materiais (Gutscher *et al.*, 1998), incluindo a reologia, como já tínhamos referido mas que é importante voltar a realçar.

A escala utilizada, tal como em outras experiências deste tipo (*e.g.* Gutscher *et al.*, 1998), foi a de 1: 100 000, i.e. 1cm no modelo corresponde a 1 km na realidade.

O valor de declive de 5°, assumido quer para a finalização das multicamadas das 3 unidades (A, B e C), justifica-se, principalmente, pela necessidade de visualização e distinção na zona de confrontação da unidade B com a unidade C, se bem que nem sempre, na realidade, os valores de declive das margens continentais sejam tão elevados. Se considerarmos, os valores de declive das plataformas continentais, estes rondam em média os 0,5° (Davis & Fitzgerald, 2004); situando-se os da plataforma continental portuguesa, entre os 0,1° e os 0,6° a 0,8° (Lopes *et al.*, s.d.; Dias, 1987). No entanto, se tivermos em conta que estamos também a simular o talude continental e alguns canhões submarinos (onde circulam as correntes de turbidez), os valores de declive que aplicámos estão de acordo com a realidade, dado que aqueles, se situam entre os 3° e os 6° de inclinação (Davis & Fitzgerald, 2004).

Um dos aspetos estudados ao longo da segunda experiência foi a inclinação da superfície do prisma, pois esta permite inferir como é que o prisma reage face aos parâmetros que foram manipulados. Os mecanismos de deformação interna e de formação de falhas controlam a forma, o relevo e a evolução estrutural. A teoria da forma crítica do prisma pressupõe que os parâmetros físicos (densidade, coesão, fricção basal e interna, razão entre pressão de fluidos e pressão litostática) e parâmetros geométricos (inclinação superficial e de descolamento) determinam o campo de tensões no interior do prisma (Dahlen *et al.*, 1994).

A fricção basal e a resistência interna dos materiais análogos definem os valores do campo de estabilidade do prisma, de acordo com os quais a inclinação da superfície do prisma aumenta ou diminui. Para valores de inclinação mais elevados, acima deste campo, o prisma é sujeito a falhas extensivas e a sofrer deslizamentos e escorregamentos na zona frontal. Para valores de inclinação mais baixos, a tensão compressiva ultrapassa a resistência cisalhante ao longo do descolamento, provocando a formação de novas falhas e espessando a pilha de areias no caso da modelação (Gutscher *et al.*, 1998). É designado por estado supercrítico o de um prisma com uma elevada inclinação superficial, maior que o ângulo ideal que permanece desde que o prisma não sofra grandes alterações (Nieuwland *et al.*, 2000). Modificações no equilíbrio (entre tensão e deformação) dinâmico de um prisma orogénico em movimento são reveladas por

alterações do ângulo crítico (inclinação da superfície). Alterações das condições-limite na natureza ou na experimentação definem o ângulo crítico, levando a ajustamentos por reativação de falhas já existentes ou por cavalgamentos fora de sequência.

A erosão e a sedimentação controlam a transferência de materiais à superfície influenciando diretamente a dinâmica interna dos prismas (Malavieille, 2010). Outros processos que modificam a evolução de um prisma são a acreção basal, resultando do *underplating* de diversos materiais e estruturas com consequências para a deformação e levantamento (*uplift*) do prisma (Malavieille, 2010; Dominguez *et al.*, 1998; Dominguez *et al.*, 2000; Lallemand *et al.*, 1992; Gutscher *et al.*, 1998).

No caso concreto, várias modificações nas condições-limite terão influenciado, ao longo do tempo, a progressão da deformação na ZSP, tais como a erosão e sedimentação sintectônicas. No entanto, no final da orogenia varisca, outras parecem ter imprimido um caráter distinto na deformação ao determinar a gênese de vários cavalgamentos de baixo ângulo.

Nas experiências realizadas investigámos algumas dessas modificações e os consequentes ajustes.

9.3.2.1. Primeira experiência

Como esta experiência tinha por objetivos, verificar o resultado da confrontação entre o final do prisma da ZSP, correspondente a parte (pois não se conhece o valor da sua extensão total devido à fraturação da Pangea no Mesozoico) do GFBA e a plataforma argilo-carbonatada, materializada pelo setor SW (Oliveira *et al.*, 2013), bem como observar a influência dessa confrontação na evolução da deformação do prisma, optou-se por formar uma multicamada menos extensa do que na segunda experiência (*vide* quadro 15) para representar a unidade B. Assim, polvilhou-se a folha de plástico com areias de duas cores diferentes, formando uma multicamada com 80x3cm (comprimento x espessura), finalizada em bisel com uma inclinação de 5° para Sul.

A cerca de 5 cm do final da multicamada referida polvilhou-se a que simularia a plataforma argilo-carbonada (unidade C) nesta experiência, também utilizando para o efeito duas cores diferentes (vermelha e branca), em camadas alternadas até perfazer cerca de 1 cm de altura e 20 cm de comprimento. A terminação do lado Norte foi feita em bisel com um ângulo de inclinação de 5°, pelas razões já referidas. O aspeto da montagem foi o que se pode observar na fig. 196.



Fig. 196. Primeira experiência. Momento zero.

A folha de plástico foi puxada em incrementos de 5 cm. Cada momento foi registado em imagens e contabilizou-se o número de falhas formadas durante a deformação da unidade B, incluindo o período de tempo durante o qual se deu o confronto e o carreamento da unidade B sobre a C. Pretendia-se perceber qual o resultado do confronto entre as duas unidades e as consequências na progressão da deformação da primeira.

Descrevem-se a seguir os resultados.

9.3.2.1.1. Resultados e interpretação

A deformação progrediu a partir da cunha para a zona externa essencialmente por cavalgamentos vergentes para Sul. O confronto entre as unidades B e C iniciou-se aos 35 cm de comprimento de acetato puxado, como se pode observar na figura 197 com dobramento da frente da unidade B. A partir daí, a deformação passa a fazer-se junto do contacto entre as unidades B e C, episódio após o qual a primeira começa a sobrepor-se à segunda. Esta sobreposição simula um cavalgamento, que prossegue com um grande deslocamento. Por volta dos 40 cm (fig. 198) tornou-se evidente o início do cavalgamento, enquanto o processo de deformação na unidade B seria interrompido. Retomada a tração do acetato, a deformação da unidade B continuou a fazer-se (aos 45 cm), enquanto o cavalgamento da unidade B sobre a unidade C, se ia tornando mais horizontal, contrastando com a inclinação das outras falhas, como é possível observar, aos 50 cm de folha de acetato basal puxada, na fig.199. A experiência deu-se por terminada por volta dos 55 cm de folha basal puxada.



Fig.197. Confronto entre as duas unidades (B e C) aos 35 cm de acetato puxado.



Fig. 198. Estado da deformação aos 40 cm de folha basal tracionada. A deformação faz-se no contacto entre as unidades B e C.

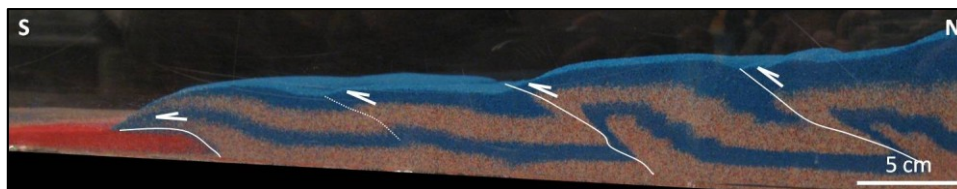


Fig. 199. Estado da deformação aos 50 cm de folha basal tracionada. A deformação da unidade B é retomada na zona em que tinha sido travada. O cavalgamento aumenta e horizontaliza-se.

Para além da observação e descrição, foi contabilizado o número total de falhas formadas para cada incremento de acetato puxado (fig. 200).

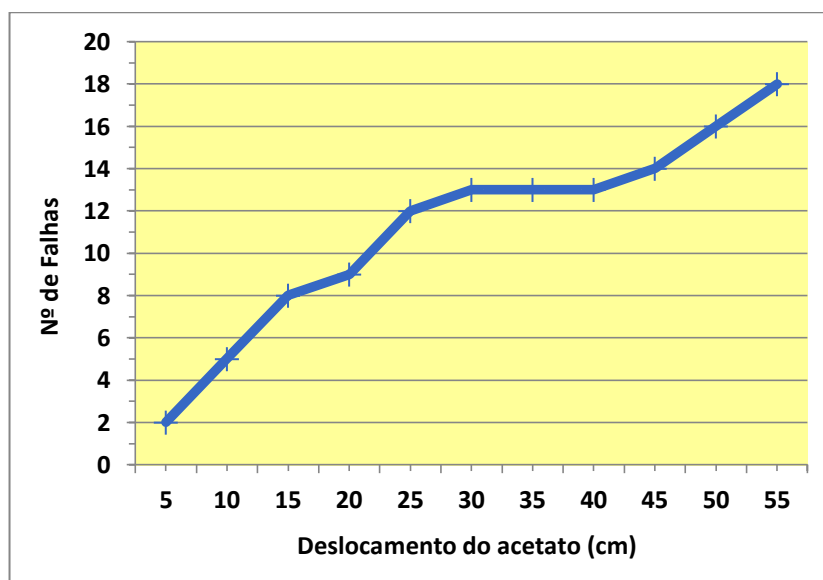


Fig. 200. Gráfico da variação do número de falhas com o deslocamento do acetato (cm).

Até aos 30 cm de acetato puxado, o número de falhas foi aumentando quase linearmente, momento a partir do qual houve uma estabilização até aos 40 cm. A partir daí o número de falhas voltou a aumentar.

O bloqueio da propagação da deformação, iniciado aos 30 cm de acetato puxado, coincide com o início do contacto entre a unidade B e a unidade C. Este inicia a deformação frontal da unidade B, bem visível aos 35 cm (fig. 197). Até aos 40 cm, a deformação que estava a progredir para Sul fica travada, fazendo-se só na zona do confronto. A partir daí, a unidade B cavalga a C, originando cavalgamentos subhorizontais.

Estes resultados foram importantes para testar e apoiar a metodologia pela qual tínhamos optado, permitindo transpô-la para uma experiência (a segunda) de maior dimensão que simulasse grande parte da ZSP (Faixa Piritosa+GFBA+Setor SW) Para além do dimensionamento relativo ao comprimento da unidade B, foi também suprimido o espaço de intervalo entre as unidades B e C, na realidade inexistente.

9.3.2.2. Segunda experiência

A segunda experiência decorreu em quatro tempos, correspondentes a quatro fases cronológicas da evolução geodinâmica da Zona Sul Portuguesa (fig. 195 e quadro 15), por forma a: *i*) simular a evolução cinemática e estrutural do prisma acrecionário da ZSP, *ii*) testar a hipótese de os cavalgamentos subhorizontais da zona mais externa do prisma acrecionário da ZSP se encontrarem geneticamente relacionados com a existência de um relevo submarino, descrito como uma plataforma argilo-carbonatada (Oliveira *et al.*, 2013).

9.3.2.2.1. Metodologia

Em cada um dos tempos, foram simulados os processos esquematizados na figura 195, e descritos no quadro 15. A deformação foi provocada por meio da tração da folha de acetato basal por incrementos de 0,5 cm, como descrito no quadro 15.

A modelação, faseada por várias etapas (fig. 195), por que se optou, permite simular melhor os processos que terão decorrido durante a evolução da Zona Sul Portuguesa. Estes terão consistido numa forte e persistente interação entre erosão, sedimentação e deformação, no quadro da evolução varisca da Zona Sul Portuguesa, levando a uma migração continuada dos mesmos processos para os setores externos (*e.g.* Carvalho *et al.*, 1971; Oliveira *et al.*, 2013; Dias & Basile, 2013).

O **primeiro tempo** (fig. 195 A; quadro 15) corresponde à sedimentação dos domínios internos a Norte do cavalgamento de Odemira (fig. 172, quadro 12). Esta unidade A representa os metassedimentos mais antigos, compostos pelo Grupo Filito-Quartzítico, o Complexo Vulcano-Sedimentar, a Formação de Mértola e a parte mais antiga da Formação de Mira. Assumiu-se para a unidade A, um comprimento aproximado de 150 km e uma espessura entre 3 a 4 km (quadro 15). Estes valores foram apurados com base nos cálculos efetuados a partir dos cortes balanceados (fig. 172; quadro 12) e nas descrições das espessuras das unidades (*e.g.* Oliveira *et al.*, 2013). A mesma metodologia foi seguida para as restantes unidades (B e C).

O **segundo tempo** (fig. 195 B e C, quadro 15) corresponde à deformação D₂ da unidade A em consequência da subducção, para NE da placa da Avalónia, junto ao limite SW do Terreno Ibérico (*e.g.* Simancas *et al.*, 2003; Ribeiro *et al.*, 2007), seguida de erosão da unidade A e da sedimentação da unidade B (GFBA).

O **terceiro tempo** (fig. 195 D e E; quadro 15) corresponde à continuação da deformação da unidade A, bem como da sedimentação da unidade C, ou seja, das sequências pertencentes ao setor SW.

Esta última unidade (C), simula principalmente o Grupo da Carrapateira, depositado na plataforma da Avalónia (Ribeiro *et al.*, 2007) e, cuja maioria das formações (Bordalete e Murração), tem a mesma idade que as formações simuladas pela unidade A (PQ+VS+Fm. Mértola). Ou seja, no final do período correspondente ao primeiro tempo da experiência, grande parte do Setor SW (com exceção das Formações de Quebradas e da Brejeira) já estaria depositada (vide fig. 195 E, e coluna estratigráfica, quadro 11).

Assumiu-se para a unidade B, um comprimento máximo de 100 km (fig. 173, quadro 12) com uma espessura de 2 km (quadro 15). Quanto à unidade C, o seu comprimento foi considerado negligenciável porque apenas era necessário o mínimo para simular a interferência da sua zona mais externa com a unidade B. Quanto à espessura da unidade C, os dados de campo mostram um mínimo de 430 m, sem que se consiga identificar o seu limite inferior. Assim, para o seu dimensionamento na experiência, foi considerado 1 km de espessura (quadro 15).

O **quarto tempo** (fig. 195 F; quadro 15) corresponde à fase tardia da deformação D₂, que é claramente predominante nos setores externos da ZSP. Representa a última fase da deformação relacionada com o processo de subducção do Sudoeste Ibérico, que coloca em contacto os metassedimentos do Carbónico com os sedimentos do Grupo da Carrapateira.

Com vista ao estabelecimento de uma escala geométrica dos modelos experimentais foi aplicada a escala de 10⁻⁵ (*i.e.* 1 cm no modelo corresponde a 1 km na natureza), conforme outros trabalhos similares (*e.g.* Gutscher *et al.*, 1998).

A individualização de períodos de tempo num processo que se assume como contínuo é reconhecidamente uma simplificação de um fenómeno natural (uma situação sempre presente na modelação análoga). Assumimo-la neste trabalho, até por ser aconselhável para a simulação da evolução dos prismas acrecionários quando se tem em conta fatores que condicionam a sua evolução (*e.g.* Gutscher *et al.*, 1998; Person & Sokoutis, 2002; Gravelleau *et al.*, 2012).

Quadro 15. Resumo da segunda experiência.

Tempos	Domínio(s) da ZSP	Processos simulados	Dimensões de cada unidade		Comprimento de folha basal puxada
			Comprimento (cm)	Espessura (cm)	
1º	Faixa Piritosa (VS+PQ) e formações sobrejacentes (Mértola e Mira), a Norte do cavalgamento de Odemira - unidade A	Sedimentação da unidade A	≈ 150 (A)	≈ 3 (A)	
2º	GFBA (Fm. Mértola, Mira e Brejeira), a Sul do cavalgamento de Odemira - unidade B	Deformação da unidade A (D ₂) seguida de erosão e da sedimentação da unidade B (GFBA)	≈ 100 (B)	≈ 2 (B)	≈40 cm
3º	Setor SW - unidade C	Deformação da unidade A (cont.) e sedimentação da unidade C	≈ 20 (C)	≈ 1 (C)	≈70 cm
4º	Todos	Continuação da deformação: confrontação e cavalgamento (ou <i>underthrusting</i>) unidade B/unidade C			≈98 cm (contacto unidades B e C) ≈113 cm (cavalgamento)

Primeiro tempo

A multicamada depositada inicialmente, com 3 cm de altura e 150 cm de comprimento, pretendeu simular a sedimentação da unidade A (quadro 15). Polvilharam-se areias de cor branca e azul, em camadas alternadas, para fazer contraste. Finalizou-se a multicamada com um declive em bisel com cerca de 5° (fig. 201).

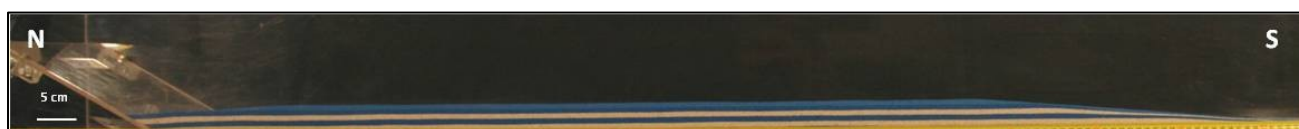


Fig. 201. Multicamada (150x3cm) que simula a Faixa Piritosa. Momento zero da experiência.

Segundo tempo

A folha basal foi puxada lentamente para N com incrementos de 0.5 cm até ser atingido um encurtamento de 40 cm (≈26,6%). Este valor é justificável pelo seguinte: em condições de baixa fricção basal, há a tendência para que o prisma atinja uma situação estacionária para um baixo valor de encurtamento

(<30%; Bose *et al.*, 2009). Assim, tentou evitar-se que o prisma, ultrapassado o ângulo crítico de inclinação da superfície, sofresse grandes deslizamentos (fig. 202).

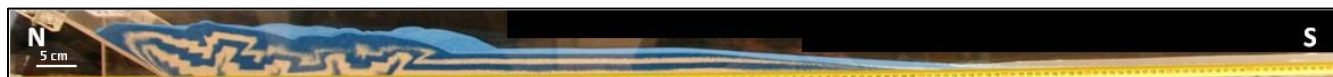


Fig. 202. Final do primeiro episódio de deformação da unidade A (2º tempo).

De seguida, procedeu-se à simulação da erosão do prisma (principalmente os relevos mais proeminentes) com um aspirador (fig. 203 A). Esta erosão permitiu, por um lado manter o ângulo de inclinação da superfície ($\approx 3,9^\circ$), por outro mimetizar a erosão da Faixa Piritosa, principalmente do Complexo Vulcano-Sedimentar, que foi a principal fonte de alimentação das formações a SW (*e.g.* Oliveira *et al.*, 2013).



Fig. 203. Simulações da erosão (A) da unidade A e da sedimentação (B) da unidade B.

Sedimentou-se a unidade B (fig. 203 B), dispondo camadas alternadas de areia azul e amarela, até uma espessura de 2 cm e numa extensão de 100 cm, finalizando com uma inclinação de 5° , também biselada (fig. 204).



Fig. 204. Final do 2º tempo. A unidade A encontra-se parcialmente deformada e erodida. Foi depositada a unidade B (a amarelo e azul).

Terceiro tempo

Foram aplicados novos incrementos de deformação por tração do acetato, também por incrementos de 0.5 cm, até cerca de 26 cm, momento em que a unidade A ficou, por completo, deformada.

Entretanto tinha-se depositado a unidade C. Para isso, polvilhou-se areia branca e vermelha (uma camada de cada cor), atingindo 1 cm de espessura e aproximadamente 20 cm de comprimento com um ângulo de inclinação de 5° . Praticamente nenhum espaço ficou entre o final das duas cunhas formadas, das unidades B e C (fig. 205). É de ressaltar que o comprimento da unidade C é irrelevante, pois a plataforma que representa muito provavelmente estaria em continuidade com a plataforma continental da Avalónia (Oliveira *et al.*, 2013). Por razões de ordem prática, tínhamos um limite de espaço para simular esta unidade, pelo que aumentámos o atrito basal para facilitar a interação entre as duas unidades (B e C).



Fig. 205. Final do 3º tempo. Toda a unidade A está deformada e inicia-se a deformação da unidade B. Entretanto foi depositada a unidade C. N- Norte; S- Sul.

Quarto tempo

Retomou-se a tração do acetato provocando deformação em toda a multicamada e domínios simulados, até à confrontação entre os análogos dos setores mais externos do GFBA (unidade B) e do setor SW (unidade C), e ao subsequente cavalcamento entre as duas unidades (B e C).

A confrontação deu-se por volta dos 98 cm de folha basal puxada e o carreamento (sobreposição da unidade C) ocorreu aos cerca de 113 cm.

9.3.2.2.2. Resultados

Para além da análise qualitativa com base na observação e captação de imagens, em corte (lateralmente) e, em planta, durante toda a experiência, técnicas comuns aplicadas em modelação análoga (Graveleau *et al.*, 2012), fez-se uma análise quantitativa de vários parâmetros.

Apresentam-se de seguida os resultados descritivos parciais de cada uma das fases (tempos) da experiência.

9.3.2.2.2.1. Análise parcial qualitativa

Tal como nas experiências realizadas no LabGExp, e na generalidade das modelações análogas de prismas acrecionários, a deformação teve início junto à rampa (a suposta zona interna da cadeia) através de cavalgamentos imbricados para o setor externo (S), acabando o prisma, nesta fase, por cavalgar a rampa (fig. 206).

A continuidade da deformação prossegue para S, já fora da influência da rampa, com o desenvolvimento de um cavalcamento logo seguido

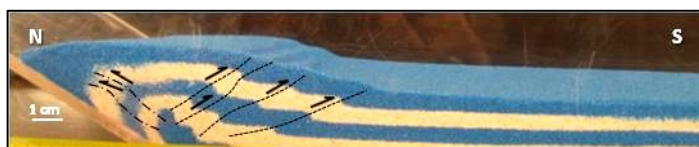


Fig. 206. Início da deformação. Cavalgamentos a ponteados, retrocavalgamentos a traço, ponto, traço.



Fig. 207. Segundo tempo: rotação dos primeiros cavalgamentos formados, formação de um dobramento em caixa com um retrocavalmento e um cavalcamento.

de um retrocavalcamento (fig. 207); ambos com rutura superficial e que originam estruturas semelhantes a dobras em caixa (fig. 208).

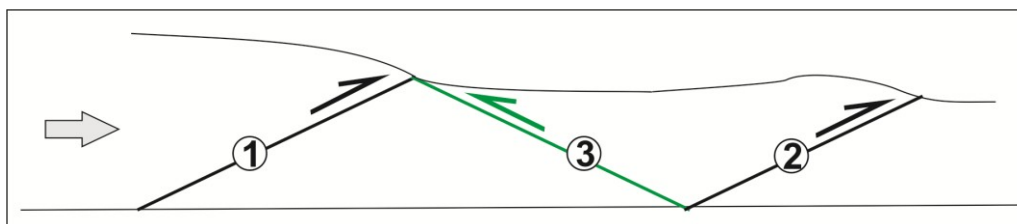


Fig. 208. Esquema de progressão dos cavalgamentos e retrocavalgamentos.

Os impulsos seguintes levam à propagação da deformação para S essencialmente segundo um mecanismo semelhante ao anterior (fig. 208) donde resultaram novos dobramentos em caixa com cavalgamentos associados vergentes para Sul.

Enquanto isso, alguns dos cavalgamentos, já formados, vão rodando para N, aumentando a sua inclinação. Observa-se o encurtamento horizontal, segundo a direção N-S, que o prisma vai sofrendo, ao mesmo tempo que vai espessando na vertical nos sectores mais deformados (fig. 209).



Fig. 209. Aspeto do prisma formado no segundo tempo: 26 cm de encurtamento, inclinação da superfície do prisma- 3,9°.

Durante o terceiro tempo, após a erosão da unidade A e sedimentação da unidade B (fig. 210), a deformação da unidade A foi retomada através da reativação de alguns cavalgamentos, principalmente dos vergentes para N (retrocavalgamentos), voltando a produzir relevo à superfície, e a provocar um encurtamento de cerca de 7 cm, o que fez aumentar, também de forma perceptível, a espessura do prisma.

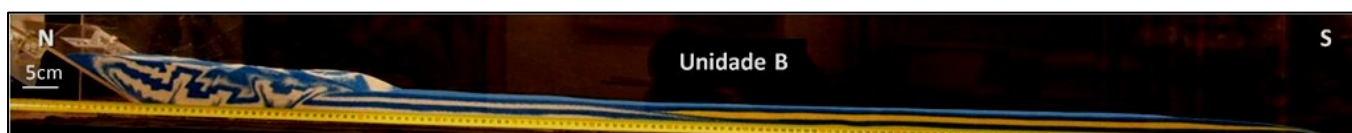


Fig. 210. Final do segundo tempo, após erosão da unidade A e sedimentação da unidade B.

Após um período em que o prisma deixou de poder absorver mais deformação na sua parte externa, e ultrapassou o seu declive crítico, verificável pela ocorrência de deslizamentos na frente do prisma (deslize de grãos de areias), a deformação passou a fazer-se a Norte (fig. 211).

Entretanto, os últimos conjuntos de cavalgamentos e retrocavalgamentos conjugados formados adquiriram uma orientação bivergente, tornando-se inativos, funcionando de ora em diante como a nova cunha (ou backstop), ou seja, a parte da cadeia já deformada.

A deformação prosseguiu para a zona externa da unidade A, que ainda não tinha sido deformada, através do mesmo padrão estrutural que se tinha verificado antes da erosão: dobras em caixa, com cavalgamentos vergentes para N (retro) e para S (fig. 205).

Retomada a deformação tem início o 4º tempo da experiência (quadro 15), com a deformação da unidade B (fig. 213).

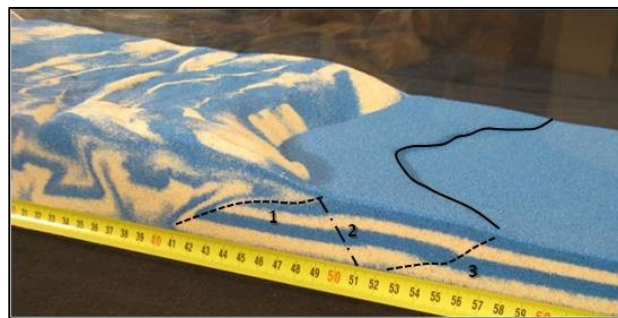


Fig. 211. Início do 3º tempo: continuação da deformação da unidade A. 1- último cavalgamento formado no 2º tempo; 2- 1º retrocavalgamento, que vai entroncar 1; 3- 1º cavalgamento.



Fig. 212. Final do terceiro tempo. Os cavalgamentos na zona mais externa do prisma tornam-se mais horizontalizados. Volta a verificar-se algum deslizamento de grãos de areia.

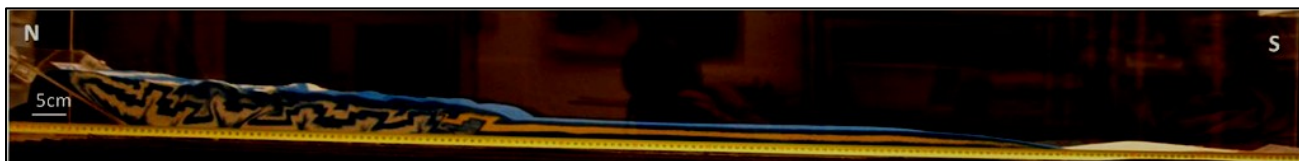


Fig. 213. Início da deformação da unidade B (a azul e amarelo). Retoma do mesmo padrão estrutural com a formação de um dobramento em caixa ligeiramente assimétrica o que origina uma vergência para Sul.

Repetiu-se o mesmo padrão estrutural, houve um ligeiro espessamento do prisma a Norte da unidade B (fig. 213) devido ao encurtamento provocado pela deformação interna da multicamada e pela formação de dobras e cavalgamentos.

O confronto entre as unidades B e C (fig. 214), por volta dos 98 cm de folha basal puxada e depois o início do carreamento/*underthrusting*, por volta dos 113 cm, inibe a continuação da deformação na zona onde estava a ocorrer, passando agora a fazer-se naquele local. A colisão tem também como efeito, o levantamento do prisma a Norte (fig. 215).

O confronto entre as unidades B e C (fig. 214), por volta dos 98 cm de folha basal puxada e posteriormente, o início do carreamento, por volta dos 113 cm, provoca uma modificação da progressão da deformação. Até ao confronto entre as duas unidades, acontecia uma progressão regular da deformação no

sentido da zona externa do prisma (sentido S), altura em que a mesma é abandonada, ocorrendo um salto na deformação. Esta passa agora a localizar-se na zona de confrontação, deixando uma zona praticamente não deformada entre a zona em que se fazia a deformação e a zona de confronto, bem visível na figura 215. A colisão tem também como efeito, o levantamento do prisma a Norte (fig. 215).



Fig. 214. Momento de contacto entre a unidade B e a unidade C. As elipses que envolvem as unidades A e B, evidenciam um padrão estrutural semelhante entre essas unidades até ao instante reportado.



Fig. 215. Situação aos 105 cm de folha basal puxada, em que toda a deformação passa a concentrar-se na zona de contacto entre as unidades B e C. A Norte (coordenadas atuais) ocorre apenas um ligeiro levantamento do prisma (*uplift*), na zona mais recentemente deformada (devido a rotação dos cavalgamentos por aumento do encurtamento provocado por deformação interna).

Para além do carreamento da unidade B sobre a unidade C, formaram-se também retrocavalgamentos na zona de colisão (fig. 216). O troço não deformado da multicamada representando a parte mais externa da unidade B (b na fig. 216) permaneceu assim durante algum tempo, até que a zona deformada junto à confrontação evolua a partir daí.

Após o desenvolvimento do carreamento, formou-se novo conjunto de cavalgamentos e retrocavalgamentos conjugados (fig. 217), agora com um cavalgamento e dois retrocavalgamentos, evidenciando um padrão ligeiramente diferente das estruturas formadas a Norte. O último cavalgamento deste conjunto, vergente para S, é menos inclinado que os formados anteriormente (fig. 217 a), no entanto, não apresenta tão baixo grau de inclinação como o carreamento formado sobre a unidade C (fig. 217 b). Este, pelo facto de ser menos inclinado e essencialmente por apresentar um deslocamento significativo, é considerado como carreamento.

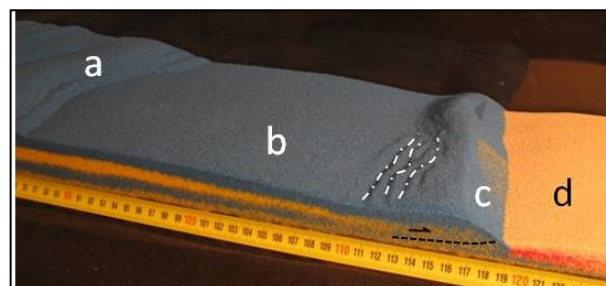


Fig. 216. Pormenor da figura anterior (zona assinalada pela elipse amarela). **a-** última zona deformada do prisma acrecionário (unidade B); **b-** zona não deformada da unidade B; **c-** zona frontal do carreamento; **d-** unidade C. Marcados a ponto, traço, ponto, em planta- retrocavalgamentos; a tracejado- carreamento.

O padrão estrutural geral do prisma mostra também estruturas de redefinição, descritas anteriormente nas experiências preliminares como do tipo “cabeça de pato”, pela forma que apresentam. São resultantes da interferência de cavalgamentos e retrocavalgamentos.

Voltam a ocorrer alguns deslizamentos na frente do prisma, do que se subentende que terá atingido um estado de inclinação supercrítica (fig.210;b)

A observação em planta e a comparação entre o momento de confronto e o momento final, permite perceber melhor a história da deformação (fig. 218). Os algarismos, de 1 a 8, na referida figura, refletem a sucessão em que tiveram lugar os vários cavalgamentos formados.

Aos cavalgamentos indicados pelo algarismo 6, sucedeu-se o cavalgamento 7. Depois, a deformação voltou a fazer-se na frente a seguir aos últimos acidentes formados (6), formando-se o cavalgamento 8a, bem como os retrocavalgamentos representados por 8b, vergentes para N, associados ao carreamento formado (7).

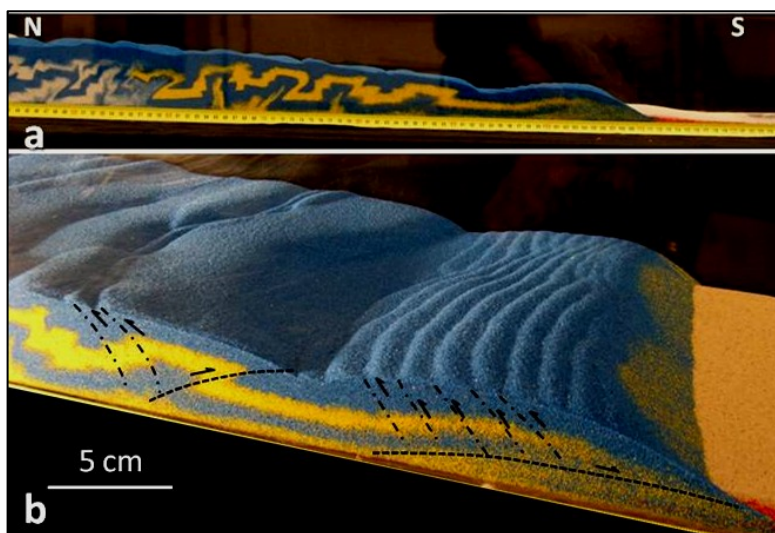


Fig. 217. Situação final do quarto tempo da experiência **a**- aspecto geral da zona externa do prisma; **b**- pormenores. Carreamento sobre o setor SW, com retrocavalgamentos vergentes para N. Novo conjunto de cavalgamentos a Norte do carreamento. Persiste uma pequena zona pouco deformada. Na frente observam-se alguns deslizamentos.

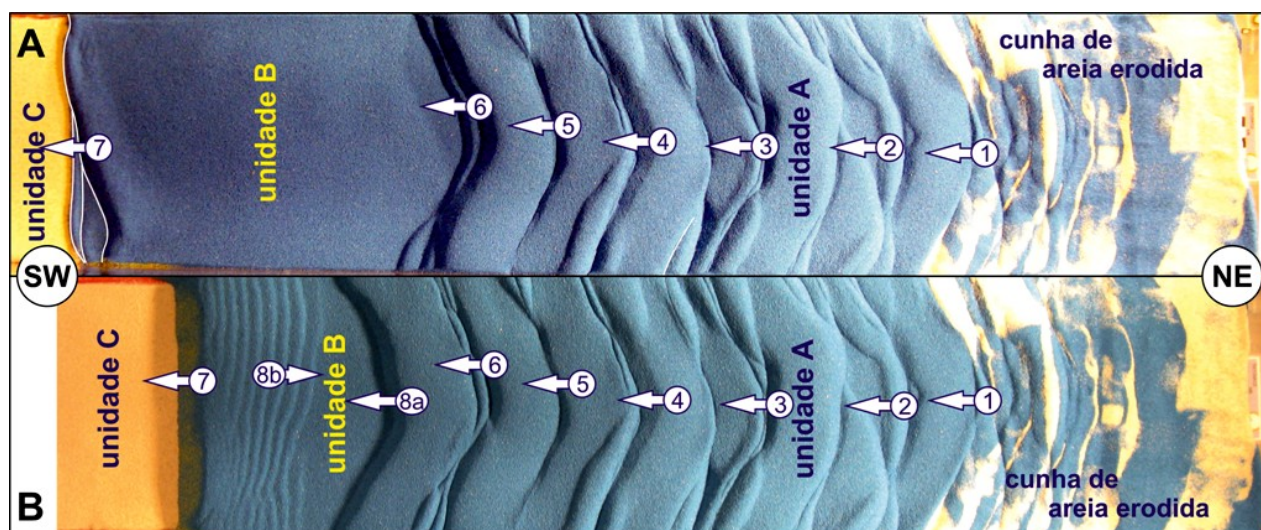


Fig. 218. Migração da deformação no prisma. De 1 a 6, a deformação progrediu segundo um padrão espacial regular de NE para SW, a que sucedeu um salto passando a deformação a concentrar-se na zona de contacto com a unidade C, através do cavalgamento 7. Posteriormente, a deformação voltou a produzir-se na primeira sequência através do cavalgamento 8a, a que se seguiu, quase em simultâneo, associados ao 7, mas com vergência oposta, a sequência de cavalgamentos 8b.

9.3.2.2.2. Análise global quantitativa

A análise global quantitativa da evolução da topografia e deformação do prisma permite estimar e confirmar algumas relações causa-efeito e fazer uma comparação mais objetiva entre o modelo e a realidade do fenómeno geológico (Graveleau *et al.*, 2012).

Falhas

Começamos por fazer uma análise a partir das falhas formadas tendo em atenção diversos parâmetros: número de falhas (fig. 219); variação da distância da base de cada falha ao backstop (fig. 219 e 220) e pendor de algumas falhas (fig. 221) durante a propagação da deformação.

O gráfico da figura 219, representa o número de falhas formadas com o deslocamento do acetato. O registo dos dados foi efetuado de 10 em 10 cm (de acetato puxado).

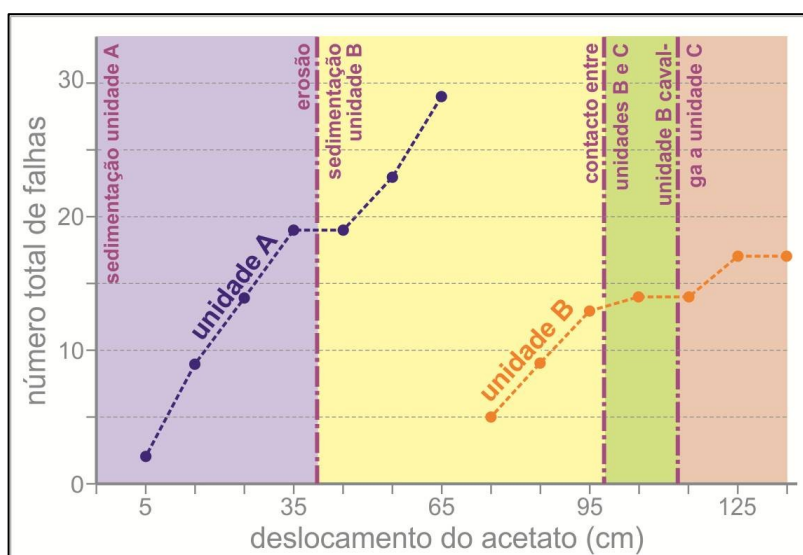


Fig. 219. Relação do número de falhas formadas com o deslocamento do acetato (cm). O registo foi efetuado a intervalos de 10 cm.

Verificou-se, para a unidade A, um incremento linear do número de falhas, interrompido por uma pequena estagnação, por volta dos 40 cm. Na unidade B, registou-se semelhante subida, interrompida quando ocorre o contacto com a unidade C, por volta dos 98 cm e que se prolonga até cerca dos 113 cm, após o que se regista a formação de novas falhas.

No final da experiência (fig. 220) foram seleccionadas algumas falhas, fora da influência da cunha, formadas em número semelhante nas unidades A e B (falhas de 1 a 5 - unidade A; falhas de 6 a 10 - unidade B).



Fig. 220. Falhas, de 1 a 10, seleccionadas para medição da variação da distância da sua base à cunha (ou backstop), e da sua inclinação em intervalos de 10 cm.

Mediram-se as distâncias da base de cada falha à cunha (**d** na figura) a partir dos 55 cm e em incrementos de 10 cm de acetato puxado (fig. 221). Semelhante estudo foi realizado para o pendor das falhas (fig. 222). Segue-se a respetiva interpretação.

Relativamente à variação do pendor das mesmas falhas, os resultados são apresentados em gráficos separados para as unidades A e B, de modo a facilitar a análise (fig. 222).

A diminuição da distância da base de cada falha à cunha fez-se, em geral, de forma constante para quase todas as falhas, até por volta dos 115 cm. Entre esse valor e os 125 cm, verificou-se uma estagnação para a maioria das falhas, sendo que a partir daí deu-se nova diminuição relativamente a quase todas as falhas (a única exceção é a falha 1).

A diminuição da distância da base das falhas à cunha revela que ocorreu deformação interna da base do prisma a montante das mesmas, tendo, como consequência, o encurtamento. Face às outras experiências realizadas anteriormente (experiências preliminares no LabGExp), este comportamento final do prisma, com paragem e retoma da deformação interna é algo que não se registava em prismas em que não havia colisão.

Passamos agora à análise da variação do pendor de cada falha com o deslocamento do acetato (fig. 222).

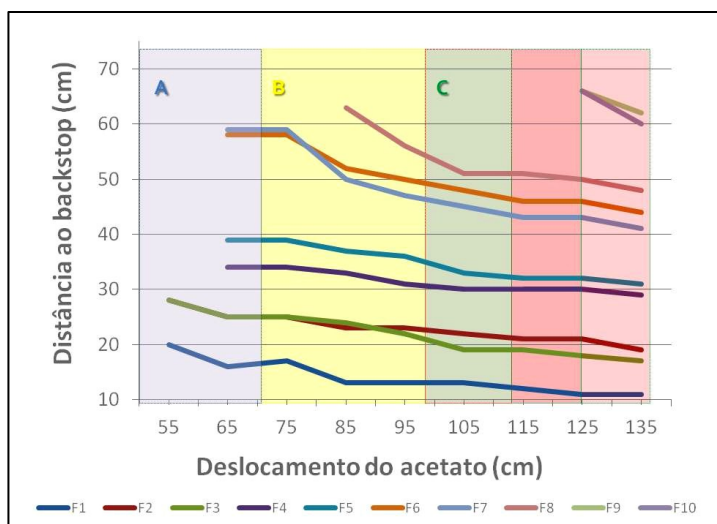
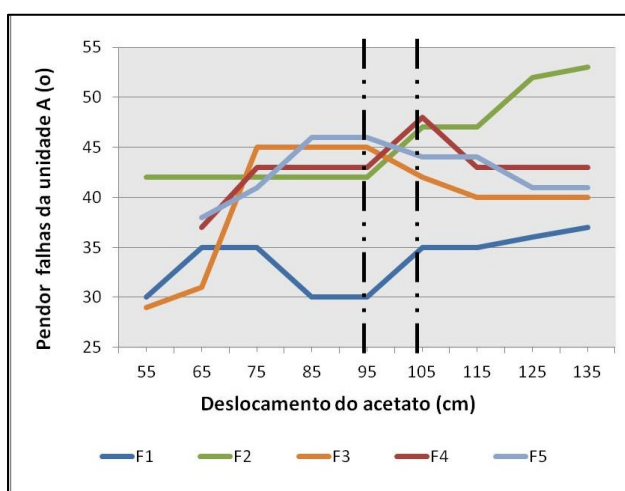
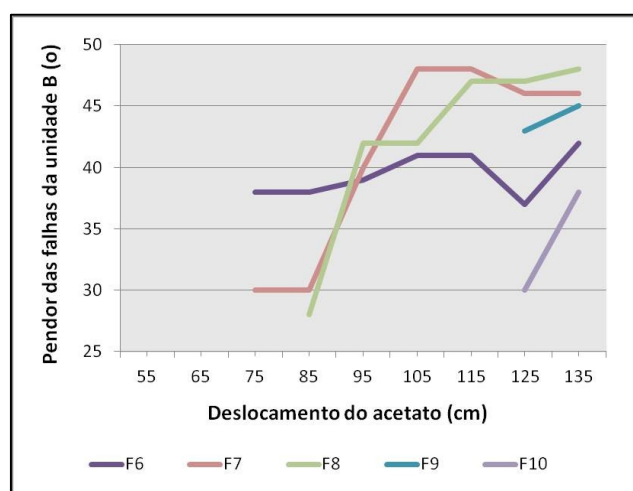


Fig. 221. Relação da distância de algumas falhas à cunha com o deslocamento do acetato. F1 a F10- Falhas; A- deformação da unidade A; B- começo da deformação da unidade B; C- confronto e carreamento unidades B/C. A rosa- fases posteriores ao início do carreamento B/C.



A



B

Fig. 222. Variação do pendor das falhas (F1 a F10) com o deslocamento do acetato. A- falhas que afetam a unidade A; B- falhas que afetam a unidade B.

Após os 95 cm de deslocamento de acetato, depois de uma fase de estabilização, o pendor das falhas da unidade A aumenta no caso das F1, F2 e F4, descendo para as falhas F3 e F5, seguindo-se-lhe uma nova fase de estabilização (F1, F2 e F5) ou de quebra (F3 e F4), a partir dos 105 cm de comprimento de acetato puxado. É de realçar que o confronto entre as unidades B e C teve início aos 98 cm.

Para a unidade B, a relação entre a variação do pendor das falhas e a colisão entre as unidades B e C já não é tão evidente, até porque duas das falhas só se formaram após a sobreposição das duas unidades.

Encurtamento e Espessamento

O gráfico da fig. 223 representa o encurtamento do prisma, respetivamente das unidades A e B, em função do deslocamento do acetato. Os dados projetados foram obtidos entre os 5 e os 135 cm, em intervalos de 10 cm.

Os valores de encurtamento finais são, respetivamente, de 61.1% e de 46.1% para as unidades A e B.

O encurtamento na unidade A (fig. 223) teve um incremento quase linear até por volta dos 75 cm de deslocamento do acetato, momento a partir do qual estabilizou, registando-se apenas uma pequena inflexão e ligeira subida antes dos 105 cm. Quanto à unidade B (fig. 223), o seu encurtamento inicia-se por volta dos 65 cm também de forma crescente e linear, sofrendo aparentemente uma ligeira quebra por volta dos 105 cm, medida a partir da qual retoma, aproximadamente, a taxa de crescimento anterior.

O espessamento do prisma (fig. 224) foi inicialmente rápido como é vulgar acontecer, tendendo para um estado de equilíbrio (Koyi, 1995). A erosão provocou, como seria inevitável,

uma diminuição da espessura que voltaria a aumentar por volta dos 55 cm (fig. 224), beneficiando assim que tem início a deformação da unidade B. Após os 95 cm de acetato deslocado, há uma quebra no

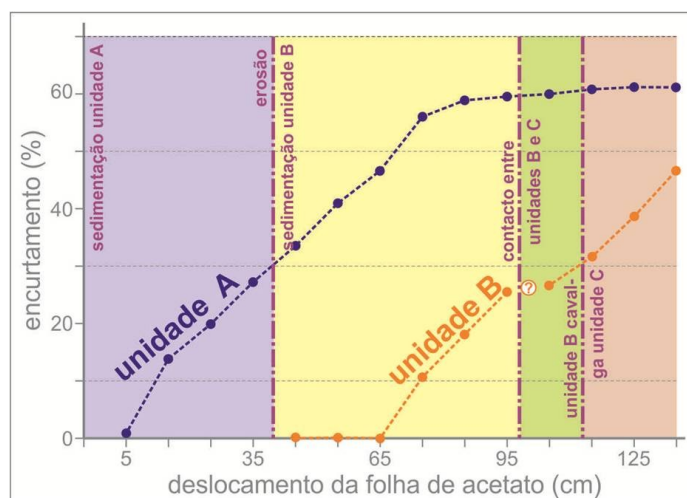


Fig. 223. Evolução do encurtamento das unidades A e B ao longo da experiência.

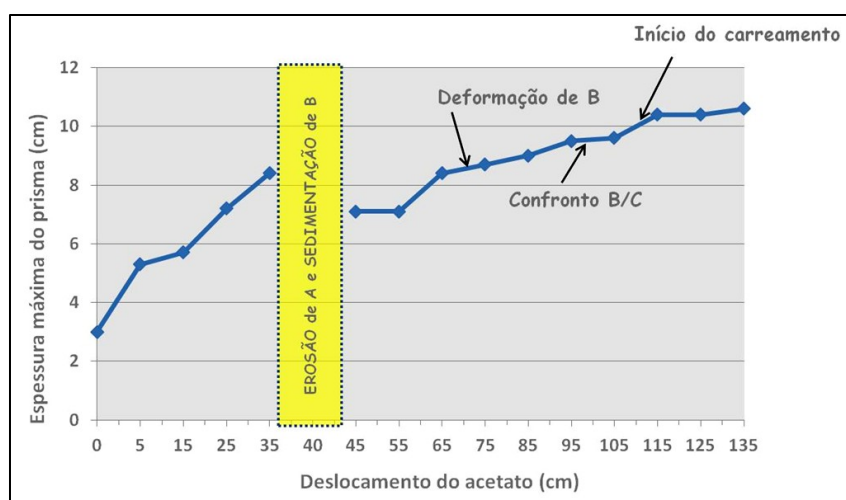


Fig. 224. Variação da espessura máxima do prisma com o deslocamento do acetato.

espessamento, que é anulada com o início do confronto entre as duas unidades (B e C), altura em que se regista um maior aumento de espessura.

Evolução do prisma: perfil e migração

Passamos à análise do comportamento do prisma ao longo da deformação (fig. 225). Os estados de equilíbrio do prisma modificam-se: ou por terem atingido um estado supercrítico, a partir do qual começam a sofrer deslizamentos, ou por alterações em parâmetros que simulam fatores externos como a erosão, a sedimentação ou a acreção basal.

Ao longo do tempo, a inclinação da superfície do prisma foi, em geral, diminuindo, descontinuamente, por reajustamentos sucessivos. No princípio, apenas formado pela unidade A (com 3 cm de espessura inicial) o prisma sofreu uma quebra na inclinação da superfície, à medida que foi progredindo para SW e, que a influência do backstop foi sendo menor, estabilizando por volta dos 25 cm de deslocamento do acetato ($\alpha=3,9^\circ$). Entre os 35 e os 40 cm, por altura da erosão da unidade A e posterior sedimentação da unidade B (com uma espessura inicial de 2 cm), a inclinação da superfície do prisma tornou a diminuir. Porém, com novos incrementos de deformação voltou a espessar, atingindo novo estado crítico ($\alpha=4,2^\circ$) por volta dos 55 cm de deslocamento de acetato. Voltou a ocorrer um novo decréscimo à medida que a deformação se foi propagando na unidade B até atingir um valor mínimo por volta dos 105 cm, após o confronto entre a unidade B e a unidade C. Mas um novo equilíbrio ($\alpha=3,6^\circ$) é retomado por volta dos 115 cm, após a sobreposição da unidade B relativamente à unidade C.

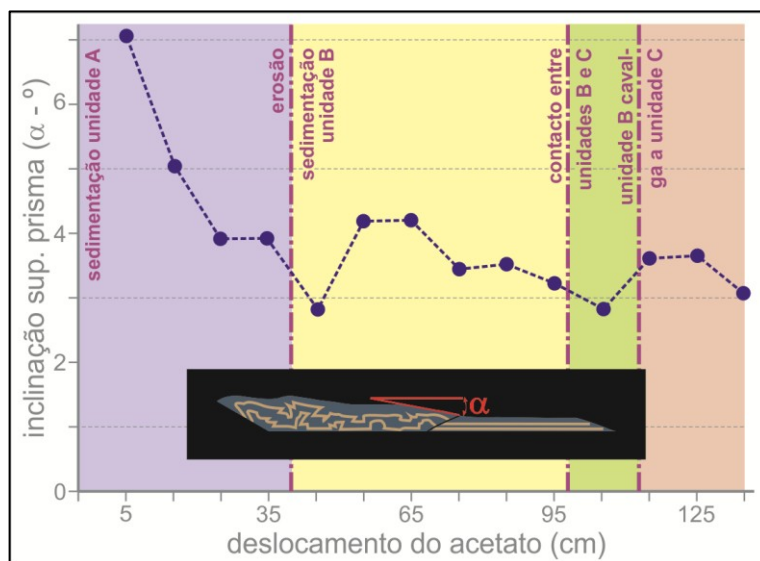


Fig. 225. Variação da inclinação da superfície do prisma (α) com o deslocamento do acetato (cm) ao longo da deformação.

Passamos de seguida ao gráfico da figura 226, que representa a migração do prisma, quer da sua parte traseira (R) quer da frontal (F).

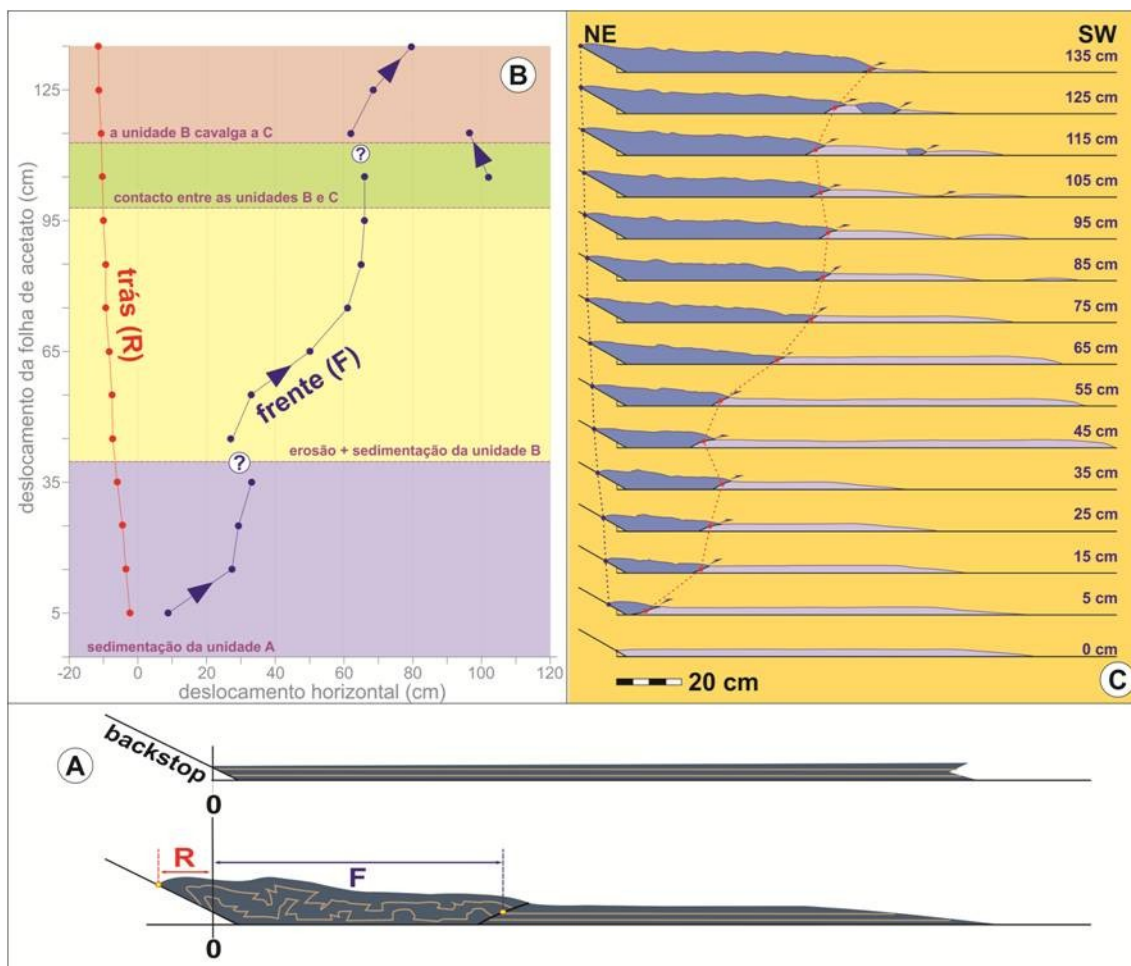


Fig. 226. Migração do prisma; R- Parte de trás, F-Zona frontal.

Enquanto a parte de trás(R) do prisma cavalga a cunha (de baixa fricção), recuando de forma linear durante todo o processo, a zona frontal (F) vai migrando com alguns recuos: por volta dos 40 (entre os 35 e os 45 cm) e entre os 95 e os 115 cm. O primeiro coincide com o episódio de erosão da unidade A e sedimentação da unidade B, enquanto o segundo coincide com o período de confronto e sobreposição da unidade B relativamente à C. Estes recuos significam que o encurtamento do prisma é provocado apenas pela deformação interna não sendo compensado pela propagação da frente de deformação do prisma em direcção à zona externa.

9.3.2.2.3. Discussão dos resultados

Os prismas que se desenvolvem acima de descolamentos com baixa fricção apresentam um padrão estrutural do tipo “dobras em caixas”, têm um grau de propagação grande para a zona externa e apresentam um ângulo de superfície baixo quando comparados com os que se desenvolvem sobre superfícies de média a elevada fricção (e.g. Malavieille, 2010; Bose *et al.*, 2009). Se bem que o padrão

estrutural obtido na última experiência não se encontra de acordo com o que hoje se assume para a ZSP (fig. 156), caracterizado este por um conjunto de dobramentos e cavalgamentos imbricados, vergentes para SW, praticamente sem retrocavalgamentos, a opção por uma baixa fricção basal no tipo de modelo adotado (em que os materiais utilizados são apenas areias) permitiu a mimetização de outra característica, a acentuada migração, continuada no tempo, da deformação para a zona externa.

Os prismas que teoricamente não estão sujeitos a alterações (*e.g.* erosão, acreção frontal, acreção basal), atingem um estado de equilíbrio que corresponde a valores de espessamento e encurtamento que são atingidos num determinado momento e que não variam mais (*e.g.* Koyi, 1995). Confirmámos tais premissas nas primeiras experiências realizadas no LabGExp, assim como confirmámos também que a erosão possibilita que o encurtamento continue para lá do limite anterior. Nesta experiência voltou a confirmar-se o papel da erosão na evolução dos prismas mas também da sedimentação (acreção frontal) que, ao fornecer mais materiais, permite que a deformação continue a evoluir para a zona externa (Malavieille, 2010). Aos 40 cm de deslocamento de acetato, após erosão da unidade A e sedimentação da unidade B, houve uma estagnação na formação de novas falhas (fig. 221), no entanto, o encurtamento continuou (fig. 223), situação confirmada pelo forte recuo da zona frontal do prisma (fig. 226). Não tendo havido formação de novas falhas, o encurtamento pode ter sido feito à custa da deformação interna e/ou da reativação das falhas já formadas (situação já verificada na 3ª experiência preliminar realizada no LabGExp) e que parece ter algum fundamento (fig. 221, fig. 222 A).

Para além de fatores como a erosão e a sedimentação, o outro fator que teve influência na evolução do prisma, principalmente nos últimos estádios de evolução, e que não tinha sido ainda totalmente averiguado nas experiências antes por nós realizadas, foi o do confronto com um relevo submarino. Podemos considerar como possíveis consequências desse confronto, porque ocorridas por volta dos 98 cm de deslocamento de acetato: a paragem na formação de falhas (fig. 219); a reativação de falhas internas do prisma (fig. 222 A); a desaceleração no encurtamento (fig. 223) e no espessamento (fig. 224); a diminuição da inclinação da superfície do prisma (fig. 225).

Para além destas ocorrências, podem ser relacionados com a continuação do confronto (entre os 98 e os 113 cm de deslocamento de acetato), ou seja, com a progressão da movimentação no carreamento frontal: a continuação da paragem na formação de falhas (fig. 219); a quase estagnação da deformação interna, pelo menos da base do prisma (fig. 221); o retomar do encurtamento da unidade B (fig. 223) e do espessamento do prisma (fig. 224); o estabelecimento de um novo equilíbrio para a forma (inclinação da superfície) do prisma (fig. 225); a aceleração da migração do prisma (fig. 226).

Estes dados vêm apoiar os já adquiridos por observação e captação de imagens e referidos no item anterior.

9.4. Implicações geodinâmicas

Os resultados das experiências mostraram que, como previamente exposto por vários autores (Leturmy *et al.*, 2000; Persson & Sokoutis, 2002; Konstantinovskaya & Malavieille, 2011; Graveleau & Dominguez, 2008), a deformação global dos prismas acrecionários bem como a sua progressão para zonas mais externas são controladas por fatores como: a erosão, a sedimentação e a acreção basal. Este último fator é muitas vezes associado a subducção (ou subcavalgamento) de relevos submarinos, como foi o caso. É conhecido que este processo (a subducção de relevos submarinos) provoca alterações na deformação e evolução cinemática dos prismas acrecionários (*e.g.* Huene & Lallemand, 1990; Dominguez *et al.*, 2000).

Se nos estados iniciais de deformação da segunda experiência principal, a erosão e a sedimentação foram cruciais para que a deformação se propagasse para as zonas externas, apesar da introdução de descontinuidades na evolução do prisma, baixando o ângulo de inclinação da sua superfície (Nieuwland *et al.*, 2000), que não deixam de dar um maior realismo a todo o processo; o confronto da zona frontal do prisma com um relevo pouco proeminente, uma plataforma sedimentar, teve um papel crucial nos últimos estádios da deformação.

Com efeito, o confronto entre estes sedimentos e a parte frontal do prisma, terá induzido uma modificação no padrão de tensões do prisma acrecionário, provocando, por sua vez, modificações na acomodação da deformação a vários níveis, demonstradas pelos dados qualitativos e quantitativos apresentados, dos quais ressaltam:

- o aumento do espessamento na parte final da deformação, que não seria de esperar numa situação em que não houvesse colisão;
- a interrupção pelo processo de colisão, do progressivo e quase regular espaçamento da propagação frontal da deformação (fig. 218) bem como de outras características da deformação;
- o aumento da complexidade da propagação da deformação na zona mais externa. A par da propagação para SW, que volta a estar ativa na unidade B a seguir ao carreamento frontal (8a, fig. 218), acontece em simultâneo, uma propagação da deformação para NE a partir da zona externa (8b, fig. 218);
- a sobreposição dos sedimentos deformados do prisma acrecionário, diretamente relacionados com a subducção (*i.e.* a unidade B) origina cavalgamentos de baixo ângulo (fig. 217), uma geometria claramente distinta do padrão que prevaleceu antes do confronto.

As anteriores conclusões podem ser extrapoladas para a deformação varisca da Zona Sul Portuguesa, de modo a proporcionar uma melhor compreensão da evolução geodinâmica desta parte do orógeno varisco, sem esquecer as simplificações inevitavelmente introduzidas pela modelação análoga,

nomeadamente, negligenciando o papel da pressão de fluidos e o reajustamento isostático. Assim se conclui que:

- a plataforma argilo-carbonatada (o denominado Grupo da Carrapateira; Oliveira *et al.*, 2013) deve ter induzido um aumento da tensão no confronto com a Formação da Brejeira (formação mais externa do GFBA) durante os tempos pensilvanianos (Carbónico superior);
- a perturbação relacionada com a presença dos sedimentos dessa plataforma, pode explicar a propagação fora de sequência (*out-of-sequence*; Ribeiro, 1983) que foi proposta para as estruturas variscas para explicar a complexidade estrutural do setor de Aljezur-Carrapateira (conhecida pelos cavalgamentos de formações mais jovens carbónicas sobre devónicas mais antigas (fig. 218, 8a);
- a heterogeneidade introduzida pelo Grupo da Carrapateira deve ter induzido a formação de cavalgamentos de baixo ângulo no sentido SW (*e.g.* o carreamento da Carrapateira - Ribeiro, 1983; ou o cavalgamento de Mouranitos - Dias & Basile, 2013) dando origem a algumas das estruturas mais importantes da região.

10. Modelação análoga de processos compressivos no Ensino e Divulgação da Geologia

Os processos compressivos podem ser modelados analogamente em contexto de aprendizagem formal ou não formal, utilizando diversos modelos, com diferentes objetivos.

Tradicionalmente são simplesmente utilizados os modelos/caixas de deformação do tipo “caixa de areias” para ilustrar a formação de estruturas e estabelecer relações entre elas, dobras e falhas, e o tipo de forças que as produz.

No entanto, utilizando uma “caixa de Hubbert”, como referimos no capítulo anterior, é possível também relacionar formação e complementaridade entre falhas normais e falhas inversas e, em complemento, medir ângulos de inclinação das falhas (e sua evolução). Pode-se testar materiais com comportamentos reológicos diferentes, relacionando-os com os dos materiais geológicos. Passamos assim para a Geologia, deixando de utilizar uma caixa de deformação de areias como se apenas de um modelo mecânico se tratasse. A “caixa de areias” só pode ser considerado um modelo geológico se for possível a comparação com uma determinada e identificada realidade geológica. Para além de permitir a comparação, esta tem que ser levada à prática, de preferência com exemplos que possam ser vistos (ou mediaticamente visualizados) por quem está a aprender. Isto aplica-se a qualquer modelo análogo (em Geologia), nunca é demais realçar.

Se o intuito do modelo for não só ilustrar ou demonstrar como se formam estruturas à escala do afloramento (mesoscópica) mas como se formam cadeias de montanhas e prismas acrecionários associados, ou seja, à escala megascópica ou regional, é importante ter em conta os dois tipos de modelos compressivos que referimos, consoante o contexto tectónico que se pretende ilustrar/simular e a fase da orogénese (Bolacha *et al.*, 2011a). Assim, os modelos/caixas de deformação apenas *de indentação* (Graveleau *et al.*, 2012) aplicam-se, de preferência às fases mais tardias da orogénese, ou seja, à colisão continental, quando já toda a litosfera foi subductada. Por outro lado, os *modelos de subducção* (*ibidem*) são mais apropriados à modelação das fases de subducção oceânica e continental.

Aplicando-se este critério a uma situação de aprendizagem, se a finalidade for simular todo o processo de fecho de um oceano por subducção e colisão associando-lhe a deformação de um prisma acrecionário, será aconselhável construir um conjunto de experiências que simulem as várias etapas, tais como subducção oceânica, subducção continental e colisão continental. Ou, em alternativa, utilizar-se um equipamento que associe todos os processos. Por exemplo, pegando no modelo de subducção que utilizámos nas experiências realizadas e que adaptámos a partir do modelo da equipa de Montpellier (*e.g.* Malavieille, 2010), podemos simular todo o processo de orogénese, colocando, para além de uma segunda multicamada a simular um

relevo submarino, aderente à folha de acetato, uma outra estrutura, neste caso rígida, no final da folha de plástico (ou acetato) para simular um continente. Tudo o resto será semelhante.

Para além da escolha do tipo de modelo/caixa de deformação, de acordo com o que se pretende simular, é indispensável a escolha dos materiais análogos e do grau de fricção basal, que influencia o estilo estrutural do prisma. Pretendendo-se uma elevada fricção, deve-se utilizar lixa, para uma fricção média ou baixa, deve-se escolher folha de acetato ou de plástico, com alguma espessura para não romper.

A resistência interna da multicamada e o grau de fricção basal determinam o padrão estrutural do prisma, bem como a inclinação da sua superfície e a sua propagação (*e.g.* Gutscher *et al.*, 1998; Bose *et al.*, 2009; Malavieille, 2010). Algumas camadas muito finas de pós (apenas como marcadores cinemáticos) a separar as areias, ou areias de várias cores, permitem um realce maior das estruturas formadas.

É importante que se testem diversas variáveis para que a modelação tenha carácter experimental e, por outro lado, para permitir uma maior aproximação do objeto/fenómeno que se pretende simular. Deste modo, para além de se poder variar os materiais de acordo com a sua reologia, deve-se também introduzir a simulação de outros fenómenos para além da subducção e da deformação. A erosão e a sedimentação são fatores externos que interferem e determinam a evolução dos prismas acrecionários (*e.g.* Malavieille, 2010; Gravelleau *et al.*, 2012) como confirmámos nas experiências que realizámos. Na impossibilidade, que existe sempre, de se fazer atuar todos os fenómenos como acontece no mundo natural, pode-se dividir a experiência em várias partes de modo a individualizar a influência de cada um dos fatores na evolução do prisma acrecionário, tal como fizemos nas experiências descritas. Será uma maneira de se perceber, por exemplo, por que na Terra não há montanhas tão altas como em outros astros (como Marte ou o asteroide Vesta) e como no nosso planeta as dinâmicas interna e externa são tão interdependentes.

B. Ambientes transcorrentes

Os ambientes transcorrentes estão associados a grandes falhas de desligamentos referidas e definidas no capítulo III.

1. Falhas de desligamento transcorrentes e transformantes

No contexto da Tectónica de Placas, à escala global, distinguem-se dois tipos de falhas de desligamento -*transcorrente* e *transformante*- consoante a relação que estabelecem com os limites de placas litosféricas. As falhas transcorrentes formam-se no interior de uma placa, são falhas intraplaca, enquanto as falhas transformantes ativas delimitam placas, sendo, por isso, classificadas como falhas interplaca. Ao contrário das falhas transcorrentes que cortam apenas a crosta, as falhas transformantes cortam, verticalmente, toda a litosfera.

Uma falha *transformante* é um tipo de limite especial de placas que *transforma* um tipo de movimento noutro tipo, ao estabelecer a ligação entre dois quaisquer limites de placas: convergente-convergente, convergente-divergente ou ambos divergentes. Um tipo de movimento divergente de placas pode, por exemplo, ser *transformado*, por intermédio de uma falha transformante, num movimento convergente de placas, se a mesma falha fizer a ligação entre uma dorsal oceânica e uma zona de subducção (Hamblin & Christiansen, 1998). Têm a característica de poder produzir grandes taxas de movimentação.

A complexidade geológica e topográfica ao longo das falhas transformantes é atribuída em parte ao facto de estas falhas adquirirem a forma de semi-círculos à volta do pólo Euleriano de rotação instantânea e, de este migrar relativamente às duas placas durante o alastramento oceânico. Assim, uma falha transformante muda, continuamente, a sua configuração e carácter cinemático à medida que se dá a compressão e a extensão ao longo das falhas (Moore & Twiss, 1995).

As falhas transformantes continentais são similares às oceânicas do mesmo tipo, têm o mesmo movimento de desligamento a que se encontra associada uma sismicidade superficial. Tal como as transformantes oceânicas, as suas congéneres continentais também cortam por inteiro a litosfera e o seu movimento define o limite de placas, mas em meio continental (*e.g.* falha de Sto. André-Golfo da Califórnia, EUA; Mar Morto, falha Alpina da Nova Zelândia; Moore & Twiss, 1995; Kearey *et al.*, 2009). Ambas são limites conservativos de placas porque a litosfera não é criada nem destruída. Porém, as falhas transformantes continentais são muito mais complexas que as oceânicas. Enquanto as falhas transformantes oceânicas estão normalmente associadas a uma depressão simples e linear, as falhas transformantes

continentais exibem uma complexidade estrutural resultante, por exemplo, das diferenças de espessura e de composição entre os dois tipos de litosfera. Muitas das falhas transformantes formadas no passado, ficaram preservadas como linhas de sutura entre diferentes *terrenos*.

Quanto às falhas *transcorrentes*, elas são consideradas falhas regionais (Woodcock & Schubert, 1994), cortam a crosta continental e não se encontram normalmente constrangidas por outras estruturas (Fossen, 2010). Geralmente, vão crescendo em comprimento à medida que a tensão aumenta, o que não quer dizer que não possam encontrar obstáculos ou interagir e formar estruturas de grande dimensão mas não têm uma cinemática especial como a das falhas transformantes.

Os movimentos que ocorrem ao longo destas falhas de grande dimensão, sejam transformantes ou transcorrentes, produzem uma grande variedade de estruturas secundárias (Price & Cosgrove, 2005) que, por sua vez dependem da forma, escala e da falha principal a que se encontram associadas.

Enquanto as estruturas de primeira ordem, neste caso, as falhas principais, podem cortar as rochas da base e colocá-las à superfície, as estruturas de segunda ordem dependem da sua relação com as de primeira ordem, ou seja, do espaço criado ou da falta dele. É, assim, natural que a maioria das grandes falhas de desligamento seja composta por múltiplos fragmentos (Kearey *et al.*, 2009).

É, ainda, de realçar as falhas de transferência que podem ser igualmente falhas de desligamento, transferindo o deslocamento de uma falha para outra. No entanto, qualquer tipo de falha que se ligue a pelo menos uma outra falha, está envolvida na transferência do deslocamento, logo terá esta designação (Fossen, 2010).

Dá-se destaque, em seguida, aos principais relevos e falhas formados na dependência das falhas de desligamento.

2. Estruturas associadas a falhas de desligamento

As falhas de desligamento intraplaca ocorrem longe dos limites de placas, geralmente, como resultado da tensão intraplaca que reativa antigas falhas, podendo propagá-las horizontal e verticalmente em zonas não fraturadas (Woodcock & Schubert, 1994). É por essa razão que as falhas de desligamento se apresentam frequentemente agrupadas em sequências subparalelas. Associadas a estas pode desenvolver-se uma segunda sequência de falhas conjugadas, fazendo um ângulo de cerca de 60° com a sequência de falhas principais, propagando-se de forma escalonada (*en échelon* no original) para uma direção e sentido diferentes dos destas (fig. 227).

Com efeito, quando falhas de desligamento se encontram agrupadas ou falhas individuais apresentam superfícies curvas ou em

concha, ou mesmo irregularidades nos planos de falha (fig. 227 e 228), surgem problemas durante o movimento ao longo dessas superfícies (Ramsay & Huber, 1987).

Como o movimento principal é horizontal formam-se falhas subsidiárias, ou de ordem inferior, devido ao ajustamento geométrico realizado através de deslocamentos compensatórios essencialmente verticais. Dois tipos de efeitos podem acontecer em duas situações diferentes. No primeiro caso (fig. 227), o sentido do cisalhamento, ou seja, das falhas principais é oposto ao

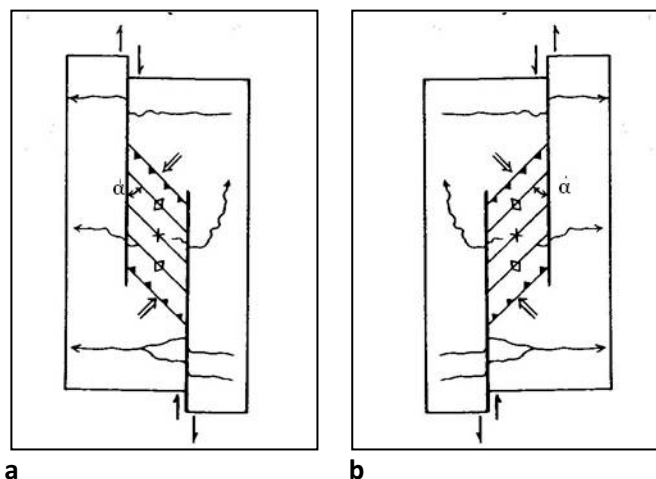


Fig. 227. Formação de relevos positivos em sistemas desligantes devido ao movimento das falhas subsidiárias ser contrário ao sentido do movimento das falhas principais. O movimento das falhas principais é direito em **a** e esquerdo em **b** (adaptado de Ramsay & Huber, 1987).

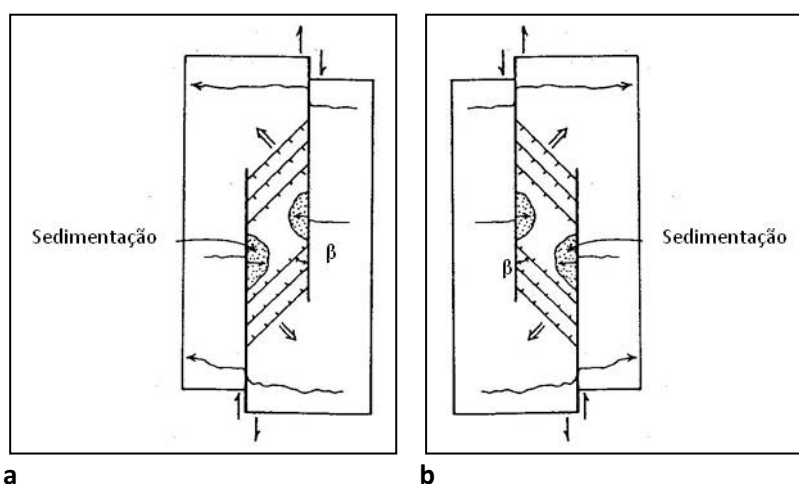


Fig. 228. Formação de relevos negativos (bacias de *pull-apart*) em sistemas desligantes devido ao movimento das falhas subsidiárias ser efetuado para o mesmo quadrante do sentido das falhas principais. O movimento das falhas principais é direito em **a** e esquerdo em **b** (adaptado de Ramsay & Huber, 1987).

sentido das falhas escalonadas subsidiárias das primeiras. Neste caso, as falhas escalonadas formam-se devido à compressão orientada em direção oblíqua à das falhas principais. No caso de grandes falhas, o

deslocamento local por cisalhamento, ao longo da falha, é acompanhado por encurtamento ortogonal à superfície da falha. Deste deslocamento resulta a formação de relevos positivos por levantamento, com formação de dobras e de falhas inversas, que têm a designação de **push-up(s)**.

No segundo caso (fig.228), as falhas subsidiárias formam-se devido à extensão realizada em direção oblíqua à das falhas principais. O movimento neste tipo de sistema leva: à extensão do setor situado entre as falhas principais subparalelas, ao estiramento dos estratos sedimentares e ao desenvolvimento de falhas subsidiárias normais com direção oblíqua à direção principal de deslocamento (Ramsay & Huber, 1987).

A orientação das falhas normais pode ser condicionada por zonas de fraqueza herdadas (preexistentes). Se, no entanto, elas se iniciam em rochas menos estruturadas pela movimentação das falhas, podem formar-se obliquamente às falhas principais fazendo com estas um ângulo de 45-50° para os estádios iniciais de deformação. Se a movimentação continuar, este ângulo pode aumentar pela rotação dos blocos no sentido do movimento das falhas principais.

Numa pequena escala, este tipo de estruturas leva à formação de pequenas depressões (*sag ponds* - que, por vezes, são locais de lagos permanentes ou temporários), enquanto numa escala maior, maiores depressões podem formar **bacias de pull-apart** (fig. 228). Estas bacias recebem e acumulam sedimentos provenientes das regiões topográficas mais altas que bordejam a depressão (Aydin & Nur, 1982).

Os depósitos das bacias apresentam frequentemente espessuras distintas do centro da bacia para a periferia devido aos movimentos nas falhas que vão ocorrendo ao longo do tempo (Ramsay e Huber, 1987) e deslocando o depocentro.

Em bacias bastante evoluídas, ou seja, em que houve grandes incrementos do deslocamento ao longo do tempo, identificam-se conjuntos de falhas que se designam por *em cauda-de-cavalo* (do original inglês *horsetail*), também associadas a terminações das falhas principais, e que curvam a partir da direção destas (fig. 229). As falhas quando se associam a bacias, separam blocos que sofreram rotação vertical e horizontal, formando degraus ou formas em anfiteatro (Basile & Brun, 1999).

De seguida abordam-se alguns exemplos de ambientes transcorrentes atuais que permitem melhor interpretar sistemas com uma mais longa história como os sistemas de falhas variscas com reativações posteriores (alpinas) que atravessam o território português.

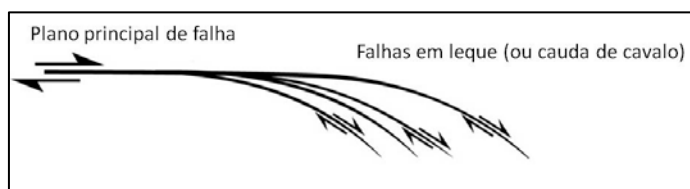


Fig. 229. Falhas em leque ou cauda de cavalo (adaptado de Burg, 2011c).

3. Exemplos de ambientes transcorrentes atuais: falha de Sto. André e Mar Morto

O sistema transformante da falha de *Sto. André-Golfo da Califórnia* (fig. 230 -D) tem uma extensão de 3000 km que mais do que ligar duas dorsais, liga uma junção tripla (do Mendocino) com a dorsal do Golfo da Califórnia (Kearey *et al.*, 2009; Hamblin & Christiansen, 1998). Tem expressão à superfície através de uma longa cicatriz que corta grande parte da Califórnia, na Zona Oeste dos Estados Unidos da América, à qual se associam diversas falhas de ordem inferior que, no seu conjunto, abrangem uma faixa com cerca de 100 km de largura.

A zona da falha de Santo André é marcada por formas de relevo apertadas, como vales estreitos, cristas lineares e padrões de drenagem deslocada. A movimentação da falha é predominantemente de desligamento, contudo existem zonas locais de transpressão e de transtensão (Kearey *et al.*, 2009) onde se desenvolveram profundas bacias de *pull-apart* e zonas de intensa compressão (Hamblin & Christiansen, 1998).

O sistema de falhas de Santo André começou a desenvolver-se há cerca de 29-30 Ma (fig. 230), no Oligocénico (Moores & Twiss, 1995; Lynch, 2010), e a sua localização parece ter sido controlada por fraturas preexistentes. Devido ao facto de ser uma evolução recente em termos geológicos e de ser um sistema ainda ativo, torna-se muito mais simples a reconstituição da sua história, do que a de falhas mais antigas, como é o caso de algumas das que atravessam o território português.

De acordo com diversos estudos geofísicos, como medições do fluxo térmico e reflexão e refração sísmica, o sistema de falhas de Sto. André ter-se-á formado numa litosfera muito heterogénea, com variações laterais de espessura, resistência e propriedades térmicas (Kearey *et al.*, 2009; p. 226), o que deverá estar relacionado com a sua história.

Existem evidências atuais de que a falha principal deste sistema atinge a crosta inferior podendo mesmo ter deslocado a superfície de descontinuidade de *Moho*. O movimento horizontal ao longo da falha de Santo André totaliza cerca de 300 km. Algumas reconstituições têm sido feitas para interpretar o movimento das placas ao longo da sua história como a que se apresenta na fig. 230. Semelhante reconstituição é sugerida por Moores e Twiss (1995, p. 147).

A falha de Sto. André foi igualmente importante em termos históricos e científicos, pois foi a partir do seu estudo que Tuzo Wilson estabeleceu o conceito de falha transformante (1965), que viria a revelar-se crucial para a futura afirmação da Teoria da Tectónica de Placas (Wilson, 1965; Giere, 1988, p. 258).

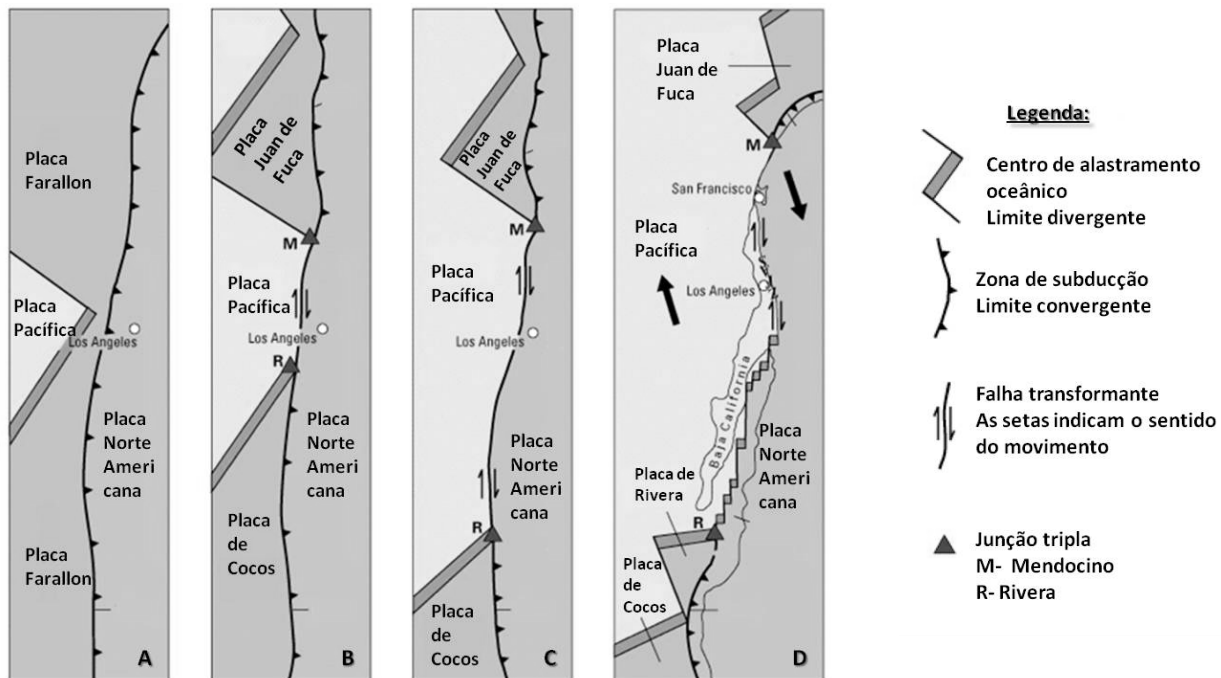


Fig. 230. Reconstituição da evolução tectónica do sistema transformante da Falha de Sto. André-Golfo da Califórnia (EUA). A falha conecta duas junções triplas entre placas. O movimento entre placas é oblíquo. A- Há 30 Ma; B- Há 20 Ma; C- Há 10 Ma; D- Situação presente. Os tons de cinzento diferem consoante as placas, não confundir com o recorte costeiro (adaptado de Lynch, 2010).

Outro importante atual sistema transformante é o do Mar Morto (fig. 231). Estende-se desde o centro de alastramento do Mar Vermelho, seguindo para Norte, até uma zona de convergência continental de placas, nas Montanhas de Taurus-Zagros no sul da Turquia (Moore & Twiss, 1995; Kearey *et al.*, 2009; USGS, 2013). A zona transformante tem cerca de 1000 km de extensão e marca o limite entre a fronteira Oeste da Placa Arábica e a parte Norte da Placa Africana.

A principal estrutura de desligamento tem associados diversos planos de falha que cortam por inteiro a litosfera. Estas falhas não são retilíneas, apresentando diversas curvaturas. Como resultado, grandes e profundas bacias de *pull-apart* formaram-se ao longo da zona de desligamento (*e.g.* Twiss & Moore, 1995), que contém o Golfo de Aqaba, o Mar Morto e o vale da Jordânia. O nível do leito de uma das bacias está a mais de 2000 m abaixo do nível do mar (Hamblin & Christiansen, 1998). Ao mesmo sistema transformante, estão também associadas estruturas compressivas no Norte do Sinai e nas Montanhas Palmira do Líbano e da Síria (Twiss & Moore, 1995; Hamblin & Christiansen, 1998).

Desde o seu início, no Miocénico médio, há cerca de 15 Ma, o deslocamento ao longo do sistema de falhas entre as placas africana e arábica, terá sido de cerca de 105 km no que diz respeito à componente horizontal. A componente de extensão vertical ter-se-á iniciado no Pliocénico na zona sul do limite de placas (Kearey *et al.*, 2009). A taxa de movimentação nos últimos 5 Ma terá sido de 5mm/ano de acordo com a USGS, *United States Geological Survey* (2013).

Estes são dois dos análogos modernos transcorrentes mais conhecidos e estudados a nível mundial e que permitem a interpretação de estruturas geradas em contexto tectónico passado mas semelhante.

É, por essa razão que parte da história da Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (FPTFA) pode ser melhor compreendida por comparação com a cinemática da Falha de Sto. André nos últimos 30 milhões de anos (Chaminé, 2000).

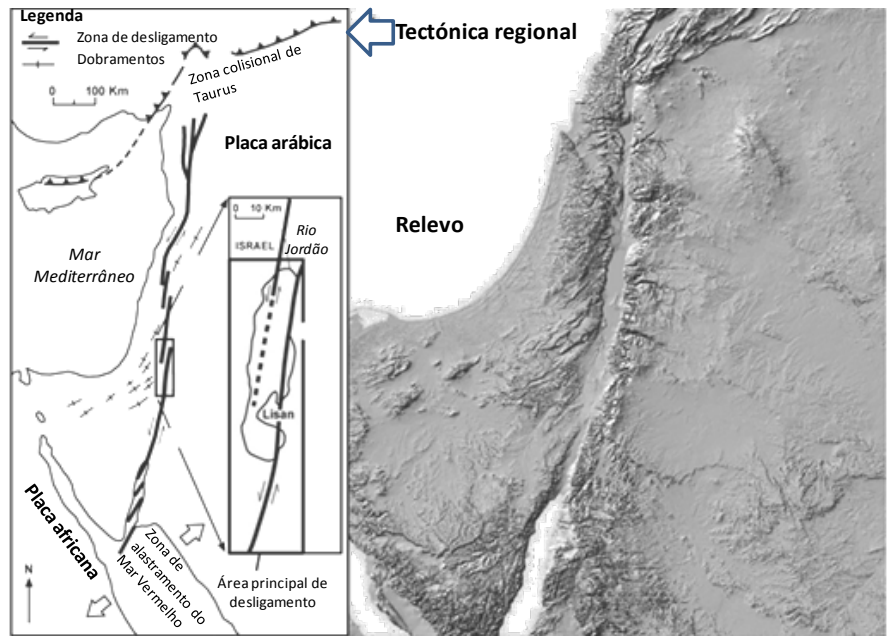


Fig. 231. Tectónica e mapa de relevo da zona do Mar Morto. Adaptado de *Tectonics and Geology of Dead Sea* (USGS, 2013).

4. Ambientes transcorrentes no território português

Alguns dos episódios da evolução geodinâmica de Portugal que envolvem ambientes transcorrentes, estão associados a ambientes divergentes ou convergentes de placas.

São complexos, ricos e mais próximos, porque atuais, aqueles que estão diretamente associados à compressão cenozoica, ainda ativa. Estão igualmente próximos do cidadão comum, porque às falhas, muitas com componente de desligamento que cruzam o território nacional, está associada alguma atividade sísmica, mesmo que diminuta (Cabral, 1993; 2012), bem como recursos tão importantes como as águas minerais e de nascente e a associada geotermia (e.g. Ribeiro *et al.*, 1979).

A maioria dessas falhas (fig. 232) como já referimos no capítulo II, formou-se no final do ciclo varisco (e.g.

Ribeiro *et al.*, 1979; Cabral, 1993), tendo a sua movimentação sido retomada, com algumas modificações devido às alterações do campo de tensões, quer durante a fase extensiva (durante o Mesozoico), quer na fase compressiva (durante o Cenozoico) do ciclo alpino até aos dias de hoje. Mesmo situadas no chamado soco varisco, a sua movimentação tem-se propagado à cobertura sedimentar meso e cenozoica produzindo novas falhas.

Contudo, os modelos análogos transcorrentes ou de desligamento que, como referido no capítulo III, permitem compreender a formação de um conjunto de estruturas associadas, não constituem sequer sugestão de utilização nos programas do Ensino Básico ou Secundário, para, simplesmente, ilustrar a

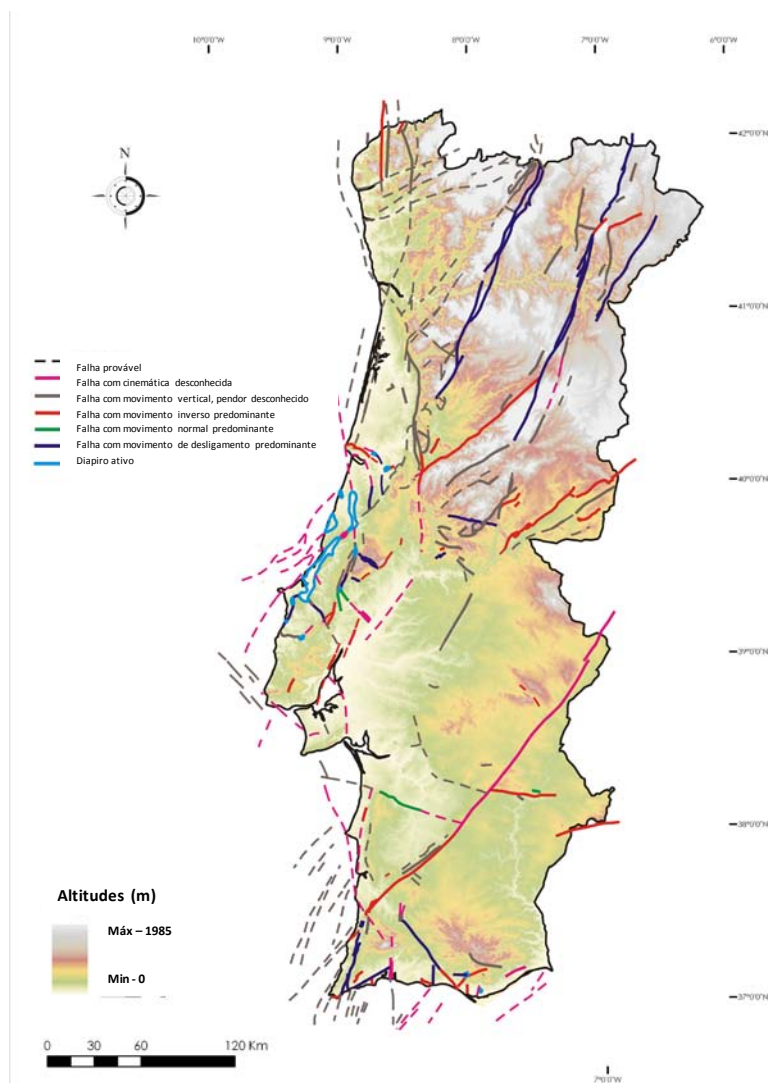


Fig. 232. Mapa das falhas evidenciando a atividade dos últimos ~3 Ma (adaptado de Cabral, 2012).

ocorrência de sismos. Também, salvo uma ou outra exceção (*e.g.* Steyrer, 2009), não são vulgarmente sugeridos em artigos didáticos ou pedagógicos.

Porém, dada a diversidade de falhas com componente de desligamento e estruturas associadas que *recortam* o território nacional (Ribeiro *et al.*, 1979; Cabral & Ribeiro, 1988; Cabral, 1993), bem como de modelos análogos de desligamento que têm vindo a ser desenvolvidos na investigação, a que nos referimos no cap. III, é possível, aplicar qualquer um deles para ilustrar e simular episódios da história geológica de Portugal, já ocorridos ou ainda não terminados. Para além disso, as falhas com *uma longa história*, permitem, partindo da sua atividade e dos efeitos das suas movimentações, contar vários episódios da história geológica de Portugal, mesmo que existam algumas lacunas entre eles.

É o caso da falha Porto-Tomar (Dinis *et al.*, 2007) ou zona de falha Porto-Coimbra-Tomar (Cabral, 2012), ou de forma mais abrangente, Faixa ou Zona de Cisalhamento Porto-Tomar (Ribeiro *et al.*, 1980; Dias & Ribeiro, 1993) ou acrescentando, Ferreira do Alentejo (localização na fig. 233), Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, ZCPTFA (*e.g.* Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003c). Já nos referimos a ela no cap. II a propósito da Geologia de Portugal, vamos agora retomá-la para, adiante, nos centrarmos na modelação de um exemplo possível de estrutura associada.

Com efeito, a situação que vai ser modelada pode ser aplicada a outras falhas de desligamento, e estruturas associadas, que também atravessam o território continental português, como a da Messejana ou a da Vilarica (De Vicente *et al.*, 2011), estas com movimentação esquerda. Pode igualmente ser comparada com outros casos semelhantes da Península Ibérica, formados em semelhante contexto tectónico e, sensivelmente, no mesmo período de tempo (*e.g.* Falha de Pozohondo; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012).

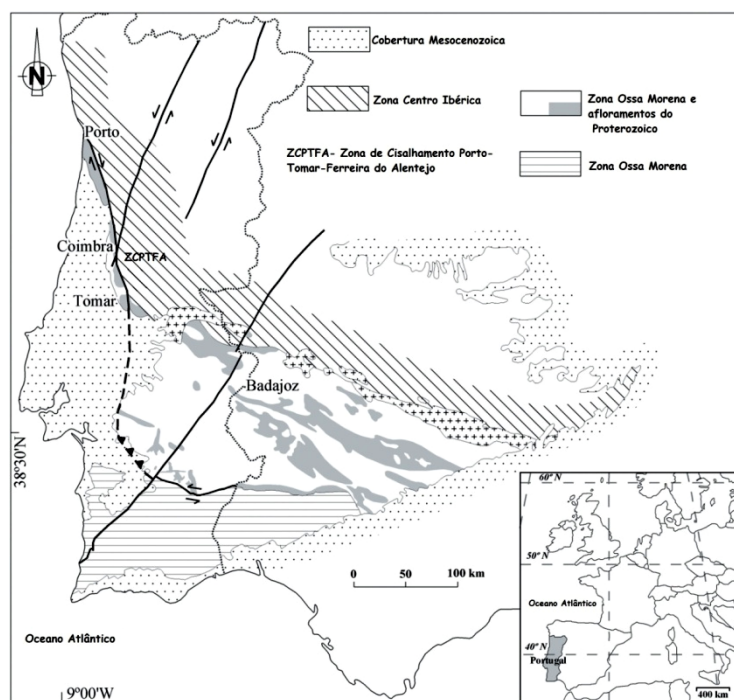


Fig. 233. Localização da ZCPTFA (Adaptado de Gomes *et al.*, 2007).

É importante realçar que a modelação análoga de movimentação de falhas em ambiente transcorrente pode ser muito vantajosa para aplicação no Ensino pré-universitário (principalmente no Secundário). Isto porque, ao contrário dos outros ambientes (divergente e convergente), facilmente se pode constatar por observação de mapas geológicos, a falta de espaço associada, que não é tão facilmente inferida a partir de falhas normais ou inversas, permitindo que os alunos compreendam melhor os problemas de geometria associados às falhas.

5. A Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo

As falhas e as zonas de cisalhamento são estruturas intimamente relacionadas (Fossen, 2010). Uma zona de cisalhamento é uma zona tabular separada por duas paredes que a delimitam e em que a tensão é muito superior à que se exerce sobre as rochas vizinhas. Ao contrário das falhas, em que a deformação dominante é frágil, nas zonas de cisalhamento desenvolvem-se mecanismos de deformação frágil e dúctil. Em comum, falhas e zonas de cisalhamento, dependendo do regime tectónico, podem ser normais, inversas ou de desligamento (*ibidem*).

Em geral, a ZCPTFA (fig. 233) tem uma orientação NNW- SSE a N-S, com cerca de 180 km em território continental emerso (Dias & Ribeiro, 1993) prolongando-se desde a Foz do Douro, passando por Espinho, Albergaria-a-Velha, Coimbra, Espinhal, Alvaiázere até Tomar, e desta cidade até Ferreira do Alentejo, troço em que se encontra parcialmente coberto pelos depósitos cenozoicos das Bacias do Tejo e do Sado (Ribeiro *et al.*, 1980; Chaminé, 2000).

Vamos abordar a sua atividade principalmente durante os períodos do Fanerozoico, em que a falha principal, a PTFA, atuou com uma componente de desligamento. Vários dados apontam para que tenha tido um carácter de desligamento claro durante o Paleozoico, com maior incidência no Devónico/Carbónico (Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003a), e que tenha voltado a funcionar como falha de desligamento no Cenozoico, com maior incidência, a partir do Pliocénico (Dinis *et al.*, 2007). Num e noutro caso, é clara a formação de pequenas bacias que se assemelham, pela forma, a bacias de *pull-apart*.

Tem sido abordada a formação destas pequenas bacias na zona entre Albergaria-A-Velha – Coimbra (Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003b; Gomes, 2008; Gomes *et al.*, 2007; Dinis *et al.*, 2007). É, pois, a esta zona que vamos dar maior destaque, como exemplo teórico para sustentar a modelação da formação de estruturas associadas a ambientes transcorrentes.

5.1. O Paleozoico

A ZCPTFA tem, segundo Chaminé (2000), evidências de movimentação desde o Proterozoico médio-superior. Separa a Norte, a ZOM da ZCI, enquanto em algumas zonas do Centro do país (Coimbra-Tomar) separa uma área, a Oeste, que faz parte da Bacia Lusitânica, logo de idade mesocenoica, da Zona Centro Ibérica, a Este, que integra o Terreno Ibérico (*vide* fig. 233). Uns autores (*e.g.* Dias, 2010) assumem que os terrenos a NW (na zona N do país) e a W (na zona centro do país) da ZCPTFA pertencem ao denominado

Terreno Finisterra. Aqui seguimos a denominação adotada por Chaminé (2000) que define os mesmos terrenos como pertencente à ZOM (*vide* fig. 233).

Semelhanças entre aspetos litológicos, tectónicos e paleontológicos entre os bordos da ZOM dos troços de Porto-Tomar e de Vendas-Novas – Ferreira do Alentejo, permitiram deduzir (Chaminé, 2000) que a Zona de Cisalhamento se prolonga até aquela vila alentejana, tomando a designação de Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (ZCPTFA).

A ZCPTFA é constituída por litologias muito variadas, de diferentes idades marcadas por estruturas complexas, às diferentes escalas (fig. 234), fruto das movimentações de desligamento e vertical que terá tido ao longo dos últimos 480-500 Ma (Ribeiro, 2013a). Já antes tinha sido caracterizada como tendo tido uma complexa evolução durante a orogenia varisca (Dias & Ribeiro, 1993; Shelley & Bossière, 2000; Martínez-Catalán *et al.*, 2007).

Existem vários indícios de que a movimentação nesta zona de cisalhamento terá acontecido ao longo do tempo (Ma), provavelmente de forma descontínua (Chaminé *et al.*, 2003b), por impulsos, pelo menos desde as fases mais precoces da orogenia varisca (*e.g.* Dias & Ribeiro, 1993; Chaminé *et al.*, 2003a, Chaminé *et al.*, 2003b; Ribeiro *et al.*, 2007; Ribeiro, 2013a), ou seja, do Paleozoico inferior, até praticamente à atualidade (Cabral, 2012).

Os resultados de estudos realizados às escalas micro e mesoscópica de um tipo de rochas metamórficas - os quartzo-milonitos granatíferos pertencentes à Unidade de Espinho, situada no setor NW da ZOM (*vide* fig. 233) - apoiam um deslocamento deste setor no sentido Norte durante as fases precoces da orogenia varisca (Chaminé, 2000). A associação mineralógica daquelas rochas sugere que se terão formado a altas temperaturas. Os milonitos (fig. 235) são rochas muito



Fig. 234. Gnaiss ocelado (CMFD). O movimento de desligamento provoca a rotação e estiramento dos grãos de quartzo (ocelos) do que foi um granito.



Fig. 235. Milonitos, CMFD. São visíveis as estruturas desenvolvidas em regime dúctil.

deformadas que sofreram redução do grão por deformação dúctil, sendo vulgar a sua ocorrência em zonas de cisalhamento (Passchier & Trouw, 1996; Fossen, 2010). Milonito é um termo estrutural, não tendo qualquer relação com a composição mineralógica da rocha (Passchier & Trouw, 1996). Fazem também parte do Complexo Metamórfico da Foz do Douro (CMFD), a que nos referimos no capítulo II.

Na ZCPTFA, setor NW da ZOM, a deformação varisca é caracterizada por duas fases, em que a primeira se revela por importantes dobramentos e cavalgamentos, enquanto a segunda se encontra relacionada com a fase D3 da ZCI (Zona Centro Ibérica), encontrando-se também associada a zonas de megacisalhamentos como é o caso (Dias & Ribeiro, 1995; Chaminé, 2000). A recrystalização metamórfica coincide com a primeira fase e continua na segunda fase de deformação (Chaminé *et al.*, 2003a). O movimento transcorrente dextro estará relacionado com a fase D3, durante a qual a deformação terá sido em regime heterogéneo dúctil, com algumas evidências dos dois tipos de deformação: frágil e dúctil-frágil (Dias & Ribeiro, 1993; Romão *et al.*, 2013).

Entre outros indícios, expostos por Chaminé (2000), da movimentação transcorrente varisca na ZCPTFA, destacam-se as *mélanges* (a que nos referimos no capítulo II, a propósito da instalação dos ofiolitos) associadas a tectónica de imbricação que proporciona a existência de unidades tectonostratigráficas com graus de metamorfismo contrastante. Por exemplo, na região de Albergaria-a-Velha, setor da ZOM, ocorrem imbricações de materiais filitosos do Paleozoico superior em filádios, por vezes com granada, do Proterozoico superior.

Os materiais metapelíticos, fundamentalmente argilitos negros (*black shales* em língua inglesa), rochas com uma elevada quantidade de matéria orgânica superior à das rochas proterozoicas subjacentes, foram caracterizados, na zona de Albergaria-a-Velha, ao longo de estruturas dispersas, pequenos sulcos (*trough* no original inglês) com orientação NNW-SSE, subparalela à ZCPTFA (Chaminé *et al.*, 2003b).

O sistema Porto-Coimbra-Tomar é também caracterizado como sendo um complexo compressivo acrecionário, formado durante a orogenia varisca, por apresentar unidades autóctones, parautóctones e alóctones de diversos graus de metamorfismo de idade neoproterozoica. Este regime transpressivo encontra-se bem evidente no setor de Albergaria-a-Velha (Chaminé *et al.*, 2003b).

Retomando os argilitos negros, estes são rochas de baixo grau de metamorfismo com identificado conteúdo fossilífero do Devónico médio/superior a Carbónico inferior (Chaminé *et al.*, 2003b). As bacias ou pequenos sulcos onde foram identificados, contêm também lenticulas de siltitos, arenitos e carbonatos, típicos de um regime marinho de baixa profundidade (Ribeiro, 2013a).

Cada uma dessas pequenas bacias internas (*vide* fig. 236 para localização) é delimitada por falhas normais de moderado a baixo ângulo; têm uma orientação NNW-SSE e têm sido interpretadas como remanescentes das bacias sobrejacentes e formadas na dependência direta da Falha Porto-Tomar-Ferreira

do Alentejo [FPTFA] (Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003a; fig. 236). Estes autores sugerem que as referidas bacias (fig. 237) são do tipo *fault-wedge* ou *pull-apart like-basin* (e.g. Woodcock & Schubert, 1994).

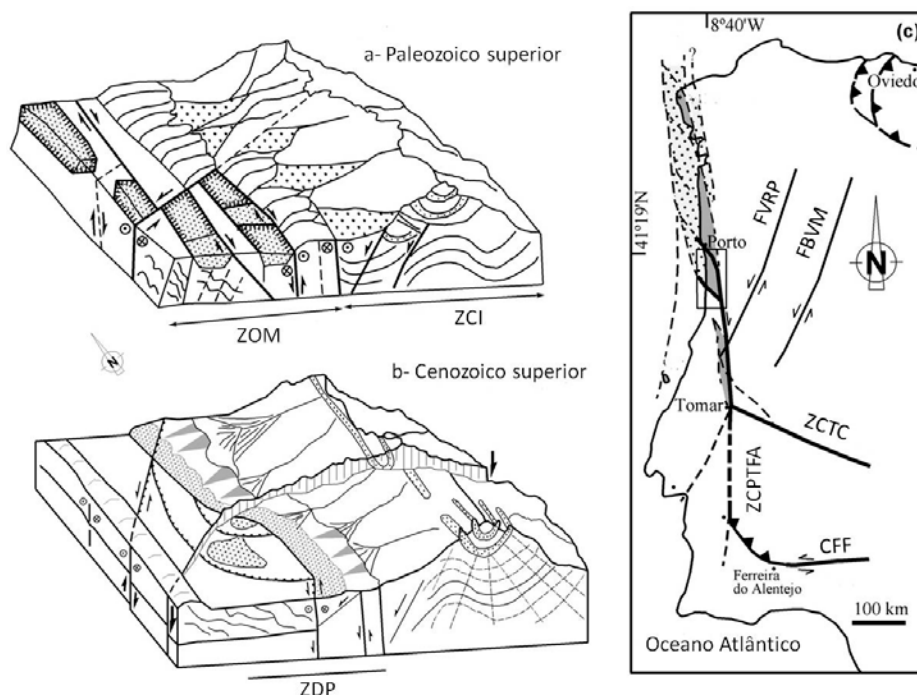


Fig. 236. Localização de algumas bacias formadas no Paleozoico (a) na dependência da ZCPTFA e sistema de falhas associado (retângulo no mapa à direita), e de outras (b) sobreimpostas a elas, formadas no Cenozoico, segundo interpretação de Gomes *et al.* (2007). ZOM- Zona de Ossa Morena, ZCI- Zona Centro Ibérica, ZDP- Zona de Deslocamento Principal, FVRP- Falha de Verin-Régua-Penacova, FBVM- Falha de Bragança-Vilariça-Manteigas, ZCPTFA- Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, ZCTC- Zona de Cisalhamento de Tomar-Córdoba, CFF- Cavalcamento de Ferreira do Alentejo-Ficalho.

Acrescentam os mesmos investigadores acima citados (Chaminé *et al.*, 2003b) que, ao longo dos maiores acidentes imbricados (falhas, cavalgamentos e carreamentos), as referidas bacias de desligamento apresentam uma evidente forma sigmoide, que é típica de bacias do tipo referido. Para além disso, Chaminé *et al.* (2003a), correlacionam estas bacias paleozoicas com outras reconhecidas como do tipo *pull-apart*, de idade Devónico-Carbónico, situadas na Bretanha (Norte de França) e, igualmente associadas a zonas de cisalhamento direito, embora com uma orientação totalmente diferente.



Fig. 237. Vista de Cabeço do Vouga (46 m de altitude) para a bacia de Valongo do Vouga, sobreimposta às bacias paleozoicas. Observa-se o bloco Oeste da FPTFA.

Assim, os sedimentos finos (acima referidos) ter-se-ão depositado em discordância, durante o Paleozoico superior, sobre as rochas metamórficas do Proterozoico superior, tendo sido metamorfizados em simultâneo durante a orogenia varisca (Chaminé, 2000). As rochas proterozoicas do substrato das bacias foram correlacionadas com sequências semelhantes da ZOM, deduzindo-se que a movimentação transcorrente desta zona de cisalhamento tenha provocado a imbricação (fig. 236) quer do conteúdo das bacias quer do seu substrato (Ribeiro, 2013). Estas estruturas imbricadas apresentam espessuras variáveis que vão dos 50 aos 500 metros (Chaminé *et al.*, 2003b).

Pela mesma altura (cerca de 311 Ma para a recristalização da monazite dos ortognaisses biotíticos da Unidade da Lourosa; Chaminé, 2000), a mesma movimentação terá provocado a deformação dos granitoides que estavam a instalar-se, na zona entre o Porto e Albergaria-a-Velha (Ribeiro, 2013a), *deixando-lhes* estruturas do tipo representado na figura 234 (gnaisses do CMFD).

Durante o Pérmico, a ZCPTFA seria reativada como falha inversa, cavalgante para Este (Ribeiro *et al.*, 1979; Dias & Ribeiro, 1993; Chaminé, 2000) finalizando a deformação varisca.

A FPTFA voltaria a ser reativada no Mesozoico, como falha normal, controlando então a Bacia Lusitânica (Kullberg *et al.*, 2013).

5.2. O Cenozoico

A reativação das falhas variscas, em regime de falha normal, em que se inclui a FPTFA, durante o Mesozoico, permitiu a formação de sequências de sedimentos, desde o início da fragmentação da Pangea, no Triásico, até ao Cretácico, por toda a Península Ibérica (*vide* cap. II).

No caso da FPTFA, com orientação aproximada de NNW-SSE, o deslocamento em regime normal, terá provocado o abatimento do bloco Oeste durante o Mesozoico. Por esta razão, os metapelitos do Devónico/Carbónico, a que nos referimos, encontram-se cobertos por rochas do Mesozoico.

A inversão tectónica do Cenozoico, teve como consequência, a partir do Miocénico inferior, para além da formação das Cadeias Cantábrico-Pirenaica, Central e Bética na zona SE da Península (e.g. Fernández-Lozano *et al.*, 2011; Ribeiro, 2013b), a reativação das falhas variscas, muitas delas situadas na zona Oeste no que é hoje o território português (Ribeiro, 2002; *vide* fig. 66, cap. II).

Na atualidade, o relevo da zona centro-litoral do país apresenta características específicas, entre as quais variações bruscas de altitude. Em termos geomorfológicos, é assumida por diversos autores (e.g. Gomes, 2008), embora com diferentes designações, a existência de uma zona aplanada junto ao litoral: a plataforma litoral (*ibidem*, p. 20), ligeiramente inclinada para Oeste. A Este, esta plataforma é delimitada por um conjunto de Serras, também designado por Maciço Marginal (Dinis *et al.*, 2007) que se situam entre o Rio Mondego e o Rio Douro, tais como a Serra da Freita, a Serra do Arestal e a do Caramulo. Este alinhamento montanhoso é acompanhado por uma escarpa de falha com orientação NNW-SSE que, em alguns locais ultrapassa os 600 metros (Gomes, 2008). Este autor assinala a particular característica de este alinhamento montanhoso distar apenas cerca de 50 a 80 km do oceano, particularidade única no território nacional.

Em termos geológicos, a zona da plataforma litoral insere-se na Bacia Lusitânica contendo depósitos sedimentares de idade mesocenoica, enquanto o *alinhamento montanhoso*, Maciço ou Relevo marginal (fig. 238) está integrado no Terreno Ibérico, constituído maioritariamente por rochas formadas durante o ciclo varisco, como granitoides, quartzitos, metapelitos, metagrauvaques.

Ao longo do contacto entre a plataforma e o relevo marginal (Gomes, 2008), situa-se a ZCPTFA, como já referimos. Designada por alguns como faixa (Chaminé, 2000), este termo tem uma razão lógica em virtude de a sua largura ser da ordem de alguns quilómetros, muito menor do que a sua extensão, da ordem do meio milhar de quilómetros. A reativação das falhas herdadas de direção predominantemente N-S a NW-SE,

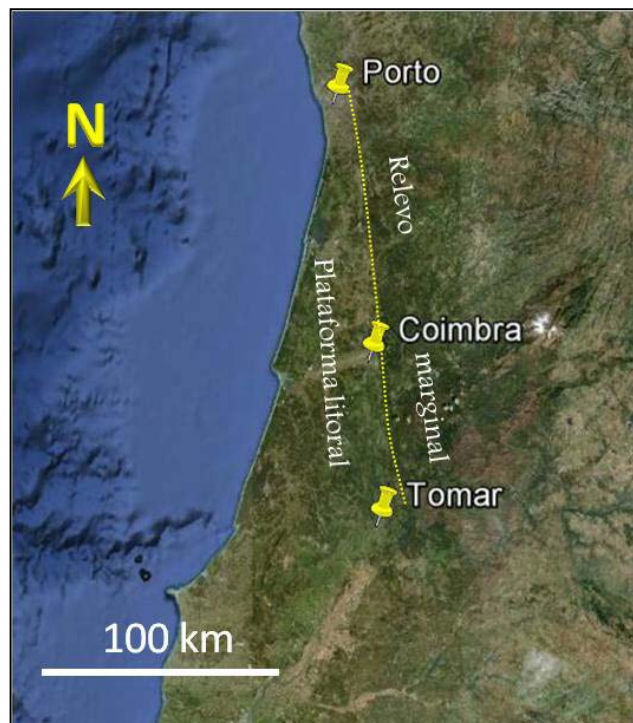


Fig. 238. Representação do relevo da Zona Centro litoral do país, adaptada do *Google earth*®. O ponteadado pretende marcar de forma grosseira a escarpa Este da falha PTFA.

terá tido um papel importante no controlo regional da orientação e cinemática das falhas no Cenozoico (Gomes *et al.*, 2007).

A maior parte das falhas nesta zona que vai de Albergaria-a-Velha a Coimbra, passando por Águeda, apresenta uma direção predominante N-S e, por sua vez, encontram-se cortadas e deslocadas por outras, de direção NNE-SSW a NE-SW, e NNW-SSE a NW-SE (fig. 236; Gomes *et al.*, 2007; Dinis *et al.*, 2007). Todas estas falhas estão geneticamente relacionadas quer com a orogenia varisca quer em regime de reativação com a orogenia alpina.

Durante a fase da orogenia alpina, que originou a generalidade da cadeia Cantábrico-Pirenaica, no Paleogénico, a direção de compressão máxima do campo de tensões sobre a zona Oeste da Península deverá ter sido próxima de N-S (fig. 239a). A convergência entre a Ibéria e a Núbia era frontal (Ribeiro *et al.*, 1996b), passando no final desse período, no Oligocénico, a orientar-se NNW-SSE (*vide* fig. 239a) tendo, como consequência principal, a formação das Bacias do Tejo e do Sado (Ribeiro, 2013b).

Na que é considerada a segunda fase da orogenia alpina, durante o Neogénico (fig. 239b), a tensão máxima intensificou-se na fronteira de placas Núbia-Euroasiática (Ibéria), com a formação da Cadeia Bética; a direção máxima de compressão passa a ser NW-SE (*e.g.* Casas Sainz & Facenna, 2001).

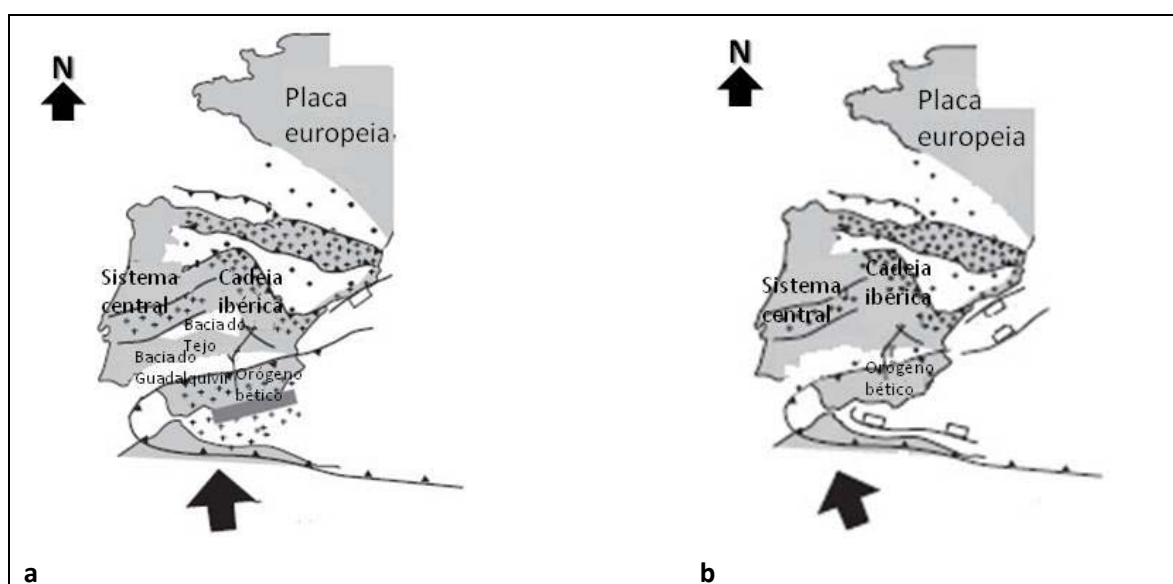


Fig. 239. Evolução da placa ibérica em mapa entre os 35-20 Ma (a), e entre os 20-5 Ma (b). Traduzido e adaptado de Casas Sainz e Facenna (2001). A seta indica compressão.

Atualmente, as placas da Ibéria e Núbia estão em convergência à taxa de 5-6 mm/ano numa direção de compressão (tensão máxima) entre NW-SE e WNW-ESE de acordo com Stich *et al.* (2006). No entanto, de acordo com dados mais atuais, fornecidos por geodesia de satélite, o movimento relativo da Ibéria em relação à Núbia parece orientar-se quase E-W, enquanto o modelo cinemático NUVEL 1A, tinha revelado uma direção NW-SE, mas que é relativa à geodinâmica que ocorria há cerca de 3 Ma (Ribeiro, 2013b), ou seja, no final do Placenciano (Pliocénico superior). Parece que essa direção se terá mantido durante o Pleistocénico e parte do Holocénico (Ribeiro *et al.*, 1996b).

A direção de compressão máxima atual revela grande influência do alastramento oceânico a Oeste, podendo também encontrar-se relacionada com a formação incipiente de uma zona de subducção (Ribeiro, 2002; Cabral, 2012; Duarte *et al.*, 2013). Em suma, desde o Paleogénico até à atualidade, a convergência inicialmente frontal entre Ibéria e Núbia foi-se tornando, cada vez mais, transpressiva dextrogira (compressão com componente de desligamento direito).

Devido a estas alterações da direção de tensão horizontal máxima a que a Ibéria tem estado sujeita durante o Cenozoico e, especificamente a zona ocidental, onde nos situamos, terão resultado situações complexas de deformação (Stich *et al.*, 2006), muitas vezes influenciadas pela existência de anisotropias prévias. Uma destas estruturas, a ZCPTFA que se estende do Porto até Ferreira do Alentejo, terá sido reativada durante o Cenozoico. Recordar-se que funcionou como zona de cisalhamento durante o ciclo varisco e, posteriormente como falha normal durante o Mesozoico (*vide* capítulo II), tendo a sua reativação cenozoica condicionado fortemente as estruturas tectónicas e geomorfológicas. Esta evolução mais recente encontra-se resumida no quadro 16.

Desde o final do Pliocénico que todo o território português sofreu um levantamento vertical de 100 a 200 metros, evidenciado, entre outros aspetos, pelas abruptas falésias que existem ao longo do litoral, pelos terraços marinhos existentes ao longo da costa, pela profunda e encaixada rede de drenagem no interior do país (Cabral, 2012). Também o denominado Relevo ou Maciço marginal terá sofrido esse levantamento (Dinis *et al.*, 2007).

O nível do mar subiu (atingindo cerca de 20 a 60 metros a mais do que o atual) provavelmente também em função das variações eustáticas (Gomes, 2008), invadindo a maior parte da margem continental Oeste do país (Dinis *et al.*, 2007). Dessa transgressão marinha são evidência, os sedimentos do Pliocénico e do Pleistocénico que repousam em discordância sobre diversos tipos de rochas de idades distintas: rochas do Mesozoico da Bacia Lusitânica e rochas do Paleozoico do Terreno Ibérico (*ibidem*).

Durante a mesma fase da orogenia alpina (predominantemente bética, *vide* quadro 16), movimentos, muitas vezes, complexos paralelos e/ou transversais às estruturas principais, aconteceram associados às diversas falhas reativadas, afetando a sedimentação e a evolução paleogeográfica da região (Dinis *et al.*, 2007). Por exemplo, sedimentos do Pliocénico superior (Placenciano) e do Pleistocénico inferior preencheram bacias e pequenos *grabens* formados ao longo das grandes falhas, com evidências de movimentação tectónica vertical e de desligamento durante o Quaternário (Gomes *et al.*, 2007; Dinis *et al.*, 2007; Cabral, 2012).

É de realçar que as falhas que sofreram movimentação desde o Pliocénico, são normalmente o resultado da reativação de estruturas preexistentes, sob compressão NW-SE, nomeadamente: *i)* falhas variscas situadas no soco paleozoico, que tiveram atividade em fases anteriores de deformação, *ii)* falhas das bacias extensivas do Mesozoico, e por fim, *iii)* falhas formadas durante a compressão cenozoica e outras

associadas normalmente a bacias de desligamento. Torna-se, por isso, muitas vezes complicado distinguir a reativação plio-pleistocénica das fases de deformação precedentes que até aconteceram, no caso da neogénica, de acordo com uma direção de tensão máxima semelhante (Cabral, 2012).

Quadro 16. Efeitos da orogenia alpina a nível regional, setor Albergaria-a-Velha - Coimbra da ZCPTFA (de acordo com Ribeiro *et al.*, 1996b; Dinis *et al.*, 2007; Gomes *et al.*, 2007; Gomes, 2008; Cabral, 2012; Ribeiro, 2013b).

Idade		Direção de tensão máxima(σ_1)	Fase da orogenia alpina	Processos tectónicos e geomorfológicos ocorridos e provavelmente, ainda a ocorrer
Sistema	Andar			
Quaternário	Holocénico	WNW- ENE a W-E	Predominantemente bética – colisão Ibéria-Núbia (formação da cadeia bética e alastramento atlântico).	?
	Pleistocénico	NW-SE		<ul style="list-style-type: none"> - Subsidência das bacias formadas. - Formação de relevos positivos e negativos associados à intrincada rede de falhas, em associação com a FPTFA e com as falhas NNE-SSW e NE-SW. - Deslocamentos provocados por desligamento. - Encaixe da rede de drenagem. - Formação de estruturas sedimentares (leques aluviais, terraços fluviais). - Aumento da erosão e da sedimentação nos bordos levantados (do maciço ou relevo marginal); - Transgressão marinha. - Levantamento do maciço ou relevo marginal.
Neogénico	Pliocénico	NW-SE		
	Miocénico	NW-SE		
Paleogénico	Oligocénico	NNE-SSW	Predominantemente cantábrico-pirenaica – formação da cadeia de montanhas cantábrico-pirenaica.	

Assim, para ultrapassar estas dificuldades, de modo a reconstituir a atividade mais recente (quaternária) das falhas, aplicam-se critérios que cruzam dados estruturais, estratigráficos e geomorfológicos. Segundo o mesmo autor (Cabral, 1993; p. 231), as falhas com componente de

movimentação de desligamento são, por vezes, mais difíceis de reconhecer pois apresentam poucas evidências morfológicas, particularmente se as taxas de atividade forem relativamente baixas, como é o caso das falhas que afetam o território português. Para ultrapassar essa dificuldade recorre-se ao reconhecimento, por deteção remota, fotografia aérea e modelos digitais de terreno, dos lineamentos topográficos, também referido por Gomes (2008).

A *Bacia Tectónica de Valongo do Vouga* (Gomes *et al.*, 2007; Gomes, 2008) é, segundo estes autores, um exemplo de estrutura formada na dependência direta de um sistema de falhas de desligamento, a FPTFA, provavelmente com génese inicial no Paleozoico, como muitas outras (Chaminé *et al.*, 2003a; 2003b) e evolução descontínua posterior, a última das quais, durante o Quaternário.

Vamos descrever a bacia acima referida como um dos exemplos reais que pode ser utilizado ao nível do Ensino Secundário ou em ambientes de aprendizagem não formal, para perceber alguns aspetos evidenciados por conclusões retiradas a partir da modelação análoga de uma bacia de desligamento.

5.3. A bacia de Valongo do Vouga

A bacia de origem tectónica de Valongo do Vouga ocupa uma estreita faixa ao longo da ZCPTFA, o setor Albergaria-a-Velha – Águeda (*vide* fig. 240), e encontra-se preenchida principalmente por depósitos continentais aluviais não consolidados de idade pliocénica.

O setor referido da ZCPTFA tem 25 km de comprimento e 5 km de largura e é constituído por um sistema assimétrico de falhas, sendo limitado a Sul pelo rio Águeda e a NE pelo Rio Caima (Gomes *et al.*, 2007). A Este e Oeste limitam-no, duas falhas com componente normal (Cabral & Ribeiro, 1988; Cabral, 2012), ramos da falha principal (FPTFA).

Por sua vez, o sistema de falhas que mais se destaca na região, estando associado ao segmento da FPTFA do setor Albergaria-a-Velha - Águeda, tem um comprimento de 35 km e uma altura que chega a 200 m em algumas localidades. Uma rede de falhas delimita blocos que apresentam, essencialmente, duas direções: NNW-SSE a N-S e NE-SW (Gomes *et al.*, 2007).

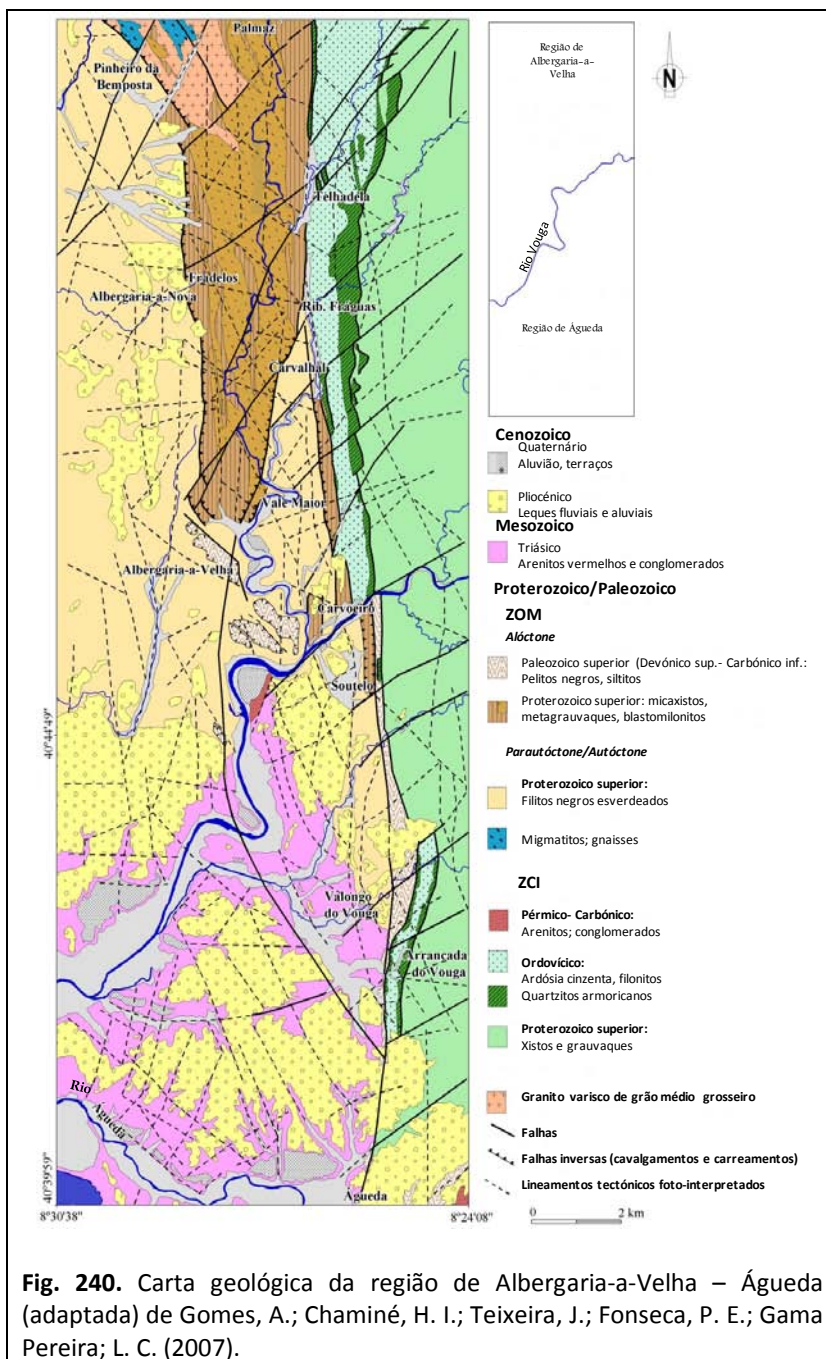
A bacia de Valongo do Vouga apresenta, segundo estes autores (*ibidem*), diversas características próprias das bacias de desligamento como a de se encontrar encostada a uma falha que teve uma história de desligamento, ser estreita, constituída a Sul por uma zona deprimida, mas constituída no seu setor Norte por uma zona levantada (Einsele, 1992; p. 7).

5.3.1. Litostratigrafia

As rochas mais antigas (de base) do setor de Albergaria-a-Velha - Águeda e que constituem o substrato da bacia de Valongo do Vouga, compreendem rochas metamórficas das fácies anfibolítica e dos xistos verdes, metavulcanitos e rochas blastomiloníticas (Chaminé *et al.*, 2003c). As rochas do Proterozoico superior compreendem, por exemplo, xistos verdes e xistos granatíferos (com granada). Estas formações estão inclinadas para NE e orientadas NW-SE, sendo que as rochas metapelíticas que as constituem estão internamente dobradas e foliadas refletindo as duas fases da deformação varisca (Gomes *et al.*, 2007). Em descontinuidade sobre aquelas rochas assentam os metapelitos negros fossilíferos do Devónico superior/Carbónico inferior (Chaminé *et al.*, 2003b), a que já nos referimos no ponto 5.1.

No Triásico depositaram-se, na zona, os depósitos areno-conglomeráticos de cor avermelhada. Sobre eles assentam, como em toda a região, depósitos pós-miocénicos de influência continental e marinha (principalmente do Pliocénico e do Pleistocénico). Existe assim uma lacuna estratigráfica que revela a ocorrência de fases erosivas entre o Triásico e o Pliocénico nesta zona (fig. 230; Gomes *et al.*, 2007).

A bacia encontra-se preenchida por depósitos não consolidados plio-pleistocénicos, descritos em Gomes *et al.* (2007). A base da sequência sedimentar é composta por camadas conglomeráticas contendo também areias cinzento-acastanhadas. A espessura das camadas varia entre 4 a 5 m. A orientação dos



clastos é aleatória, a sua dimensão máxima vai dos 40 aos 70 cm, sendo principalmente de origem quártzica (83%) ou quartzítica. A maioria dos clastos são subrolados. Algumas camadas têm matrizes que apresentam estruturas sedimentares do tipo fluxo de detritos (*debris-flow*).

A meio da sequência distinguem-se camadas argilo-siltíticas, interpretadas como **depósitos aluviais de planície**. O topo da sequência compreende camadas areníticas de grão grosseiro com uma matriz vermelha siltítica. Os afloramentos mostram também alguns calhaus ou lâminas conglomeráticas com clastos rolados evidenciando uma patine vermelha (óxidos de ferro). Os clastos que terão sido remobilizados são constituídos por quartzito (64%), quartzo leitoso (33%) e metagrauvaque (3%) [Gomes et al., 2007]. Acresce que, nos arenitos desta parte da sequência, foi encontrada estratificação cruzada e interpretada como representando depósitos de fluxo de canal (*stream channel deposits* no original; *ibidem*, p. 144).

Os primeiros **terraços fluviais** do Quaternário (Pleistocénico) caracterizam-se, ainda segundo Gomes et al. (2007), por apresentarem grandes clastos em areias grosseiras com uma matriz siltítica cinzento claro. Os depósitos incluem algumas lâminas conglomeráticas com clastos alongados e rolados, que se encontram imbricados. Têm um comprimento máximo de 20 cm e são compostos por quartzo leitoso (37%), ardósia (20%), metagrauvaque (16%), granito (14%), gnaiss (9%) e quartzito (4%). Conjuntos de estratificações entrecruzadas à escala métrica foram identificados em depósitos de fluxo de canal (*stream channel deposits*).

A direção das paleocorrentes é predominantemente NE-SW sendo que os terraços fluviais se encontram cobertos por depósitos coluviais (gravíticos), com cerca de 5 m de espessura constituídos por argilas siltíticas de cor acastanhada contendo outros minerais como quartzo e micas (Gomes et al., 2007; p. 144).

No ponto 5.3.3. sugere-se a observação de alguns afloramentos da região para exploração didática e que ilustram alguns dos aspetos referidos.

5.3.2. Estrutura (s)

Na área considerada, a principal direção da rede de falhas varia entre N-S a NNW-SSE correspondentes às direções médias da FPTFA. No entanto, são também relevantes as direções NE-SW a NNE-SSW (Gomes, 2008; p. 90) direções das falhas esquerdas tardivariscas (Ribeiro *et al.*, 1979).

A bacia de Valongo do Vouga (Gomes *et al.*, 2007) situada sensivelmente entre Ribeira de Fráguas e a cidade de Águeda, localiza-se dentro da ZCPTFA. Está orientada N-S (fig. 241), encostada aos relevos marginais, separada deles pelo setor Este da FPTFA, materializado por abruptas escarpas de falha. A Oeste, separa-a da plataforma de Albergaria-a-Velha, relevos mais suaves.

É constituída estrutural e morfologicamente por dois compartimentos principais: o compartimento do Carvalho, a Norte do Rio Vouga e o compartimento do Soutelo, a Sul (fig. 241). O compartimento do Carvalho constitui uma zona elevada, inclinada para SE cuja principal escarpa de falha é marcadamente linear. A falha apresenta uma caixa com farinha de falha (*fault gouge*) preto-esverdeada de cerca de 5 a 8 m de largura (Gomes *et al.*, 2007) que parece ser proveniente de rochas de idade proterozoica.

O compartimento do Carvalho é limitado a Este pela falha de desligamento FPTFA com componente normal (*ibidem*, p. 146), e a Oeste, pelo carreamento varisco de S. João de Ver (Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003c; Gomes *et al.*, 2007). A Sul, o compartimento de Carvalho é delimitado pela falha normal do Rio Vouga. Falhas e fraturas a ela associadas

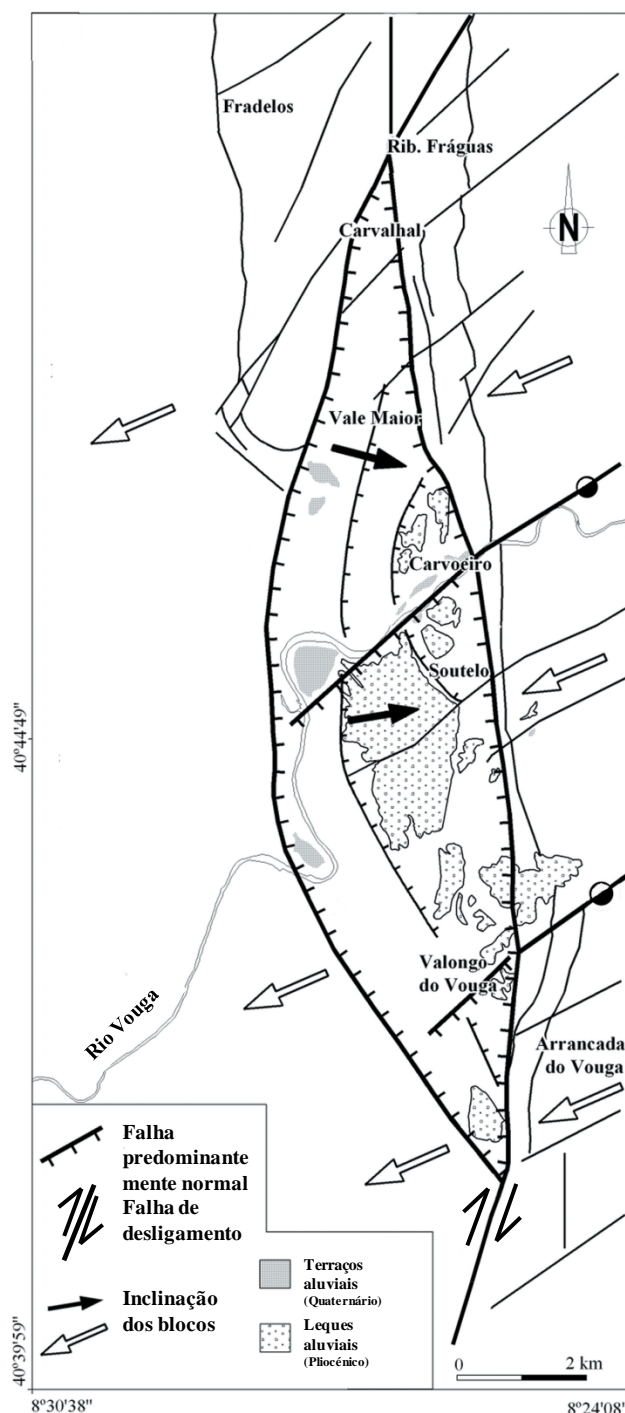


Fig. 241. (Re) Interpretação morfoestrutural da bacia de Valongo do Vouga (adaptado de Gomes *et al.*, 2007).

têm uma direção NE-SW e são subverticais ou inclinadas para SE. No compartimento do Carvalhal, os vales são profundamente entalhados.

Por sua vez, o compartimento do Soutelo, com uma cota máxima de 24 metros, encontra-se abatido e inclinado ligeiramente para SE. Encontra-se preenchido por sedimentos aluviais e coluviais do Miocénico e do Quaternário, com uma espessura de cerca de 20 m (Gomes *et al.*, 2007). Os arenitos vermelhos do Triásico inferior afloram, principalmente, na parte Oeste do compartimento.

Elevações morfoestruturais encontram-se alinhadas segundo a direção Norte-Sul, atingindo 104 metros de altitude. A linear tendência da escarpa de falha em mapa nesta zona, é indicativa da subverticalidade deste sistema de falhas dominante em toda a região de Albergaria-a-Velha – Águeda (*ibidem*, p. 146).

A NE da bacia, o relevo é formado por um bloco levantado, composto por diversas elevações, cujo pico maior tem 600 m de altura. A frente Oeste deste relevo apresenta um sistema ativo de falhas que faz parte do sistema regional da FPTFA. Existem blocos extensos elevados, constituídos por rochas metapelíticas, limitados por vales ainda mais encaixados que a bacia de Valongo do Vouga. Perto da falha principal, o relevo é dominado por cristas quartzíticas que constituem relevo residual com altitudes que atingem os 400 metros de altitude. Este relevo é claramente contrastante com a plataforma litoral a Oeste que não atinge mais do que 200 metros, sendo marcado por alinhamentos tectónicos com direção preferencial entre N-S e NNW-SSE (Gomes *et al.*, 2007).

A NW da bacia, situa-se a denominada plataforma de Albergaria-a-Velha que corresponde a uma superfície plana ligeiramente inclinada, variando a sua altitude, na zona a que nos referimos, entre os 200 e os 60 metros (junto à costa). Em termos litológicos, predominam na sua base, as rochas metamórficas da fácies dos xistos verdes. É delimitada a Este pelo carreamento de S. João de Ver, marcado por pequenas elevações orientadas N-S, e que se estendem desde Fradelos até à Senhora do Socorro, com altitude de 216 m. Estas elevações estão separadas da bacia de Valongo do Valongo pelo vale encaixado do Rio Caima.

Quer o traçado deste rio como o do Vouga parecem ter sido fortemente controlados pela rede de falhas da região (Gomes, 2008). Em conjunto com a subsidência e os relevos marginais quartzíticos fortemente resistentes à erosão, terão imposto um sentido marcadamente N-S para o Rio Caima, e um traçado para o Rio Vouga que, no interior da bacia, segue ou a direção N-S ou uma direção NE-SW, consoante o troço considerado (fig. 241). A rápida subsidência provavelmente também marcada e dependente do controlo tectónico, como em setores da ZCPTFA mais a Sul (Dinis *et al.*, 2007), terá permitido a preservação dos leques aluviais e dos terraços fluviais de idades pliocénicas e pleistocénicas (Gomes, 2008). A este respeito é importante realçar que a rápida subsidência é típica das bacias de desligamento (Einsele, 1992).

5.3.3. Alguns aspetos da geologia regional para exploração didática

Neste item indicam-se e descrevem-se alguns afloramentos da zona da bacia de Valongo do Vouga que permitem, ilustrar as enormes diferenças que existem em termos de tipo de litologias e relevos e observar algumas falhas, num curto espaço geográfico, como exposto em Gomes (2008) e em Gomes *et al.* (2007). Não tem o propósito de orientar saídas de campo, mas apenas enquadrar e contextualizar a geologia da região para aplicação essencialmente no Ensino pré-universitário.

Como atrás descrito, a bacia a Norte da cidade de Águeda é constituída por dois compartimentos com relevos opostos que, por sua vez, se encontram segmentados em blocos, apresentando estruturas geomorfológicas diversas. Tem uma forma amendoada, é delimitada a W e a E por troços da FPTFA.

A erosão predominante a E e a N e a subsidência principalmente na zona W-SW da bacia, terão contribuído, em simultâneo com a movimentação tectónica recente, para a evolução da bacia (Gomes *et al.*, 2007; Gomes, 2008).

A localização de cada afloramento (ou conjunto de afloramentos) está referenciada por imagens do *Google earth*® e em recortes da carta geológica (fig. 240 e figs. 242 e 246) publicada em Gomes *et al.* (2007). Inicia-se a descrição dos afloramentos pelo setor Norte da bacia (fig. 242).

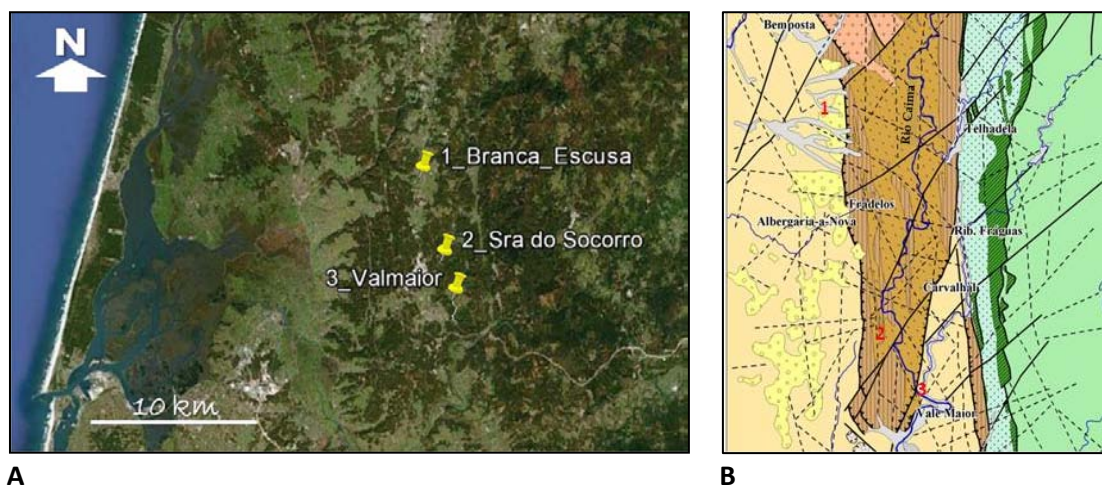
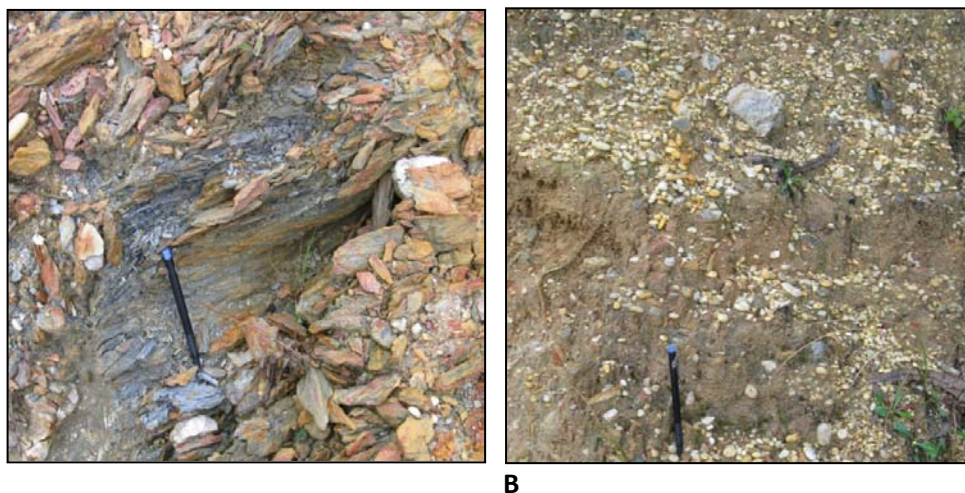


Fig. 242. Setor Norte e a Norte da Bacia de Valongo do Vouga. Localização dos pontos 1, 2 e 3 (A) no *Google earth*® (cortesia do prof. Alberto Gomes) e na carta geológica (B), a vermelho.

Setor Norte da Bacia

A Norte da bacia encontram-se litologias de várias idades e de vários tipos, e é possível observar litologias do Proterozoico da ZOM (setor NW) e os depósitos fluviais formados no Cenozoico. O local **Branca-**

Escusa situa-se a NW da bacia (Coordenadas: 40° 45'47,89" N; 8°29'10,94" W; altitude de 147 m) na plataforma litoral. Aí aflora o parautoctone da ZOM (*vide* fig. 240) e são visíveis sedimentos que formam os leques aluviais do Neogénico. Observam-se xistos (fig. 243 A), do Proterozoico, e depósitos pliocénicos que apresentam calhaus elíticos e achatados, característicos de ambiente em que erosão e transporte terão sido prolongados e provavelmente com influência marinha (fig. 243 B).



A

B

Fig. 243. Branca-Escusa – zona envolvente do contacto entre os xistos do Proterozoico e os depósitos fluviais do Pliocénico.

A- Xistos do Proterozoico.

B- Depósitos pliocénicos com calhaus elíticos e achatados.

O local da **Senhora do Socorro** (Coordenadas: 40° 43'02,23" N; 8° 28'19,24" W, altitude de 148 m), situa-se a W do compartimento do Carvalhal (compartimento Norte da bacia), na zona do carreamento de S. João de Ver. Apresenta uma situação altimétrica privilegiada relativamente ao setor N da bacia já por si bastante acidentado. A partir do local consegue-se observar para E, todo o relevo da zona, onde num dos vales corre o rio Caima. O



Fig. 244. Vista da Sra. do Socorro (A seta preta indica a escarpa do setor Este da FPTFA).

último relevo que se avista corresponde à escarpa principal da FPTFA (fig. 244).

A localidade de **Vale Maior** situa-se já no interior da bacia (Coordenadas: 40° 41' 40,65" N; 8° 27' 49, 28" W; altitude de 69 m), compartimento Norte, junto ao Rio Caima, encostada ao bordo W da bacia. Confinava com o carreamento de S. João de Ver, onde afloram xistos do Proterozoico (fig. 245 A). Para além de se poder observar as rochas mais antigas da zona, é possível observar a planície aluvial do rio Caima junto à

povoação. É a partir desta zona que o Caima (fig. 245 B) passa a correr no interior da bacia de Valongo do Vouga, meandrando, seguindo direções aproximadas de NW-SE ou NE-SW, até desaguar no Vouga.

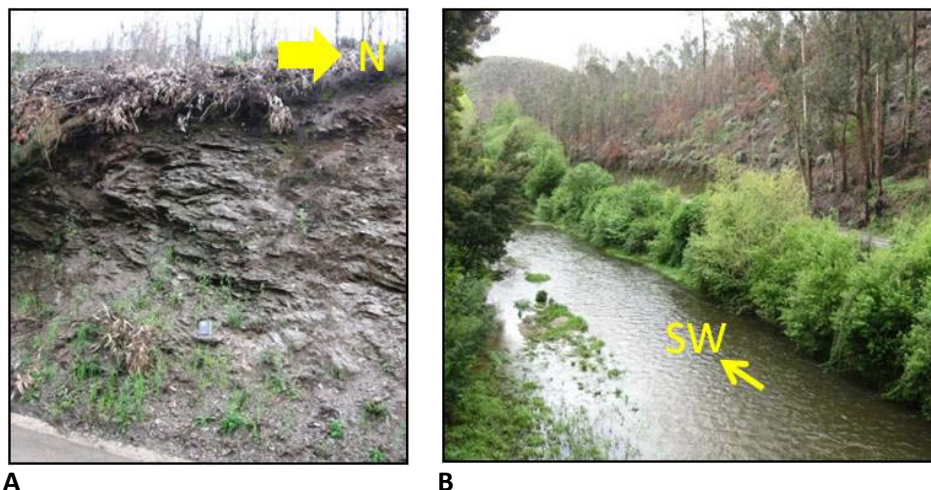


Fig. 245. Zona de Vale Maior – estrada Vale Maior-Açores.

- A- Xistos do Proterozoico nas proximidades do carreamento de S. João de Ver (bordo Oeste da bacia nesta zona);
- B- Rio Caima, junto ao bordo Oeste da bacia (visível na foto). Para Norte fica a povoação de Vale Maior.

Setor Sul da Bacia

Passemos agora para o compartimento Sul da bacia (fig. 246), o compartimento abatido do Soutelo. Os dois locais descritos situam-se nesse compartimento onde afloram principalmente arenitos vermelhos do Triásico, mas também depósitos quaternários.

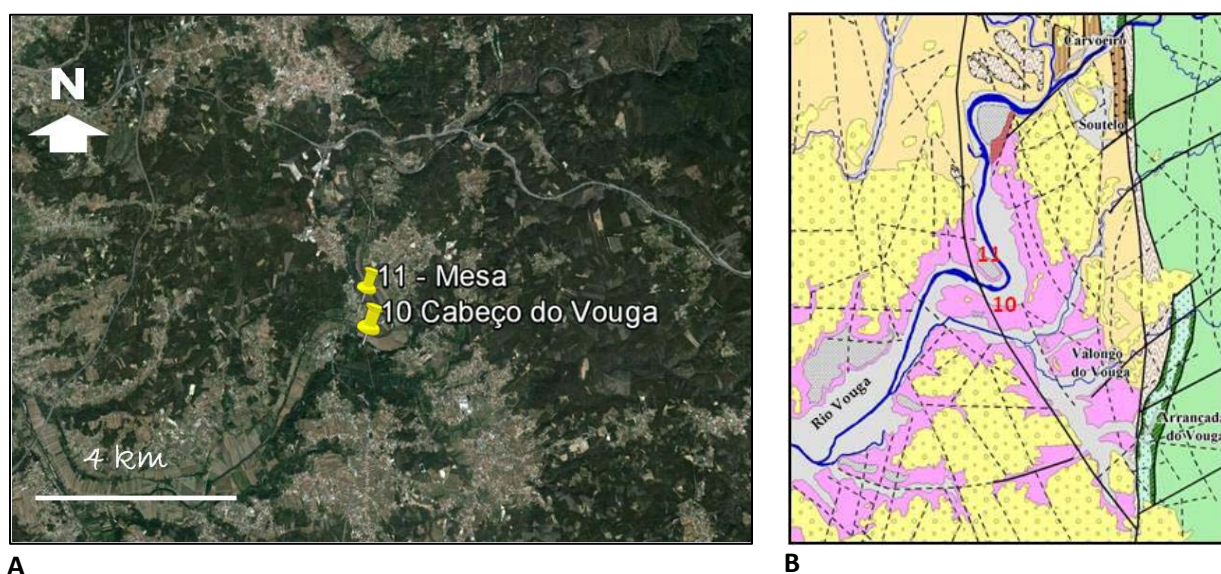
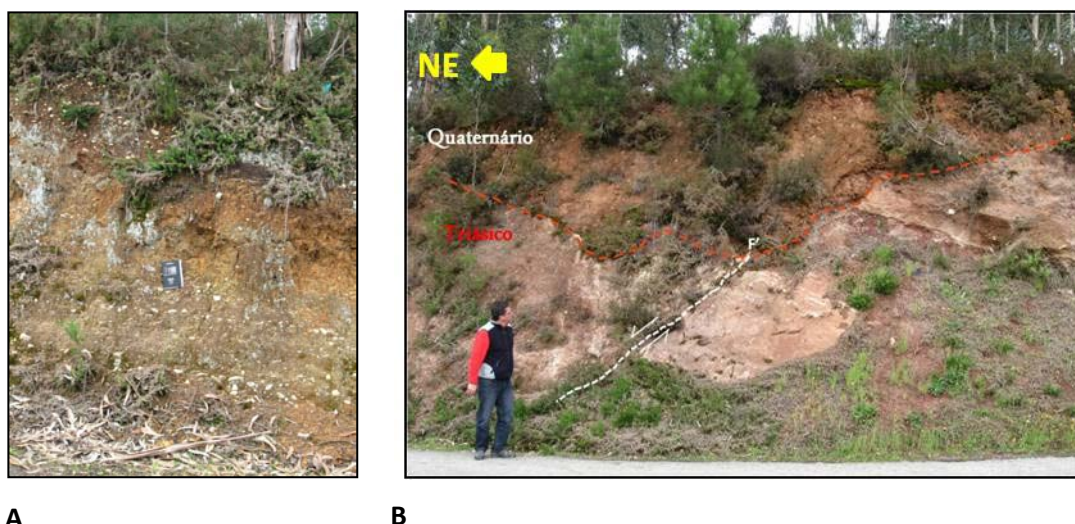


Fig. 246. Setor Sul da Bacia de Valongo do Vouga. Localização dos pontos 10 e 11 (A) no *Google earth*® (cortesia do prof. Alberto Gomes) e na carta geológica (B), a vermelho.

O local de **Mesa** (Coordenadas: 40° 38', 42,28'' N; 8° 27' 50,22'' W; altitude: 26 m) situa-se próximo da margem Oeste da bacia materializada pelo troço secundário da FPTFA. Constitui um terraço fluvial do Vouga situado na concavidade de um meandro do rio (*vide* fig. 241). Os depósitos do Quaternário assentam em discordância sobre o Triásico e são bastante espessos, aflorando em diversos locais (fig. 247).

No afloramento que se pode observar na fig. 247 B, o depósito do Quaternário assenta sobre os arenitos do Triásico onde se pode observar um paleorrelevo. A falha normal inclinada para NE, que se observa, corta os arenitos do Triásico.



A

B

Fig. 247. Localidade de Mesa.

- A- Depósito do Quaternário, bastante espesso, com calhaus de diferentes granulometrias, mal calibrados e angulosos.
- B- Sequência do Triásico afetado por falha (F').

O local de **Cabeço do Vouga** (Coordenadas: 40° 38' 13,38'' N; 8° 27' 47,78'' W; altitude: 53 m) é uma pequena elevação junto do bordo Oeste da bacia de Valongo do Vouga (Gomes, 2008). De lá avista-se quer a bacia quer a escarpa do setor W da FPTFA, que separa a bacia da plataforma litoral (fig. 248).



Fig. 248. Vistas de Cabeço do Vouga para a Bacia de Valongo do Vouga, a ENE. A seta a preto indica a margem Oeste da Bacia.

Em Cabeço do Vouga, observam-se sequências sedimentares positivas (mais grosseiras na base e finas no topo) do Triásico, que apresentam falhas com componente normal, com direção aproximada N-S. Encontram-se inclinadas cerca de 65° para NE (fig. 249).

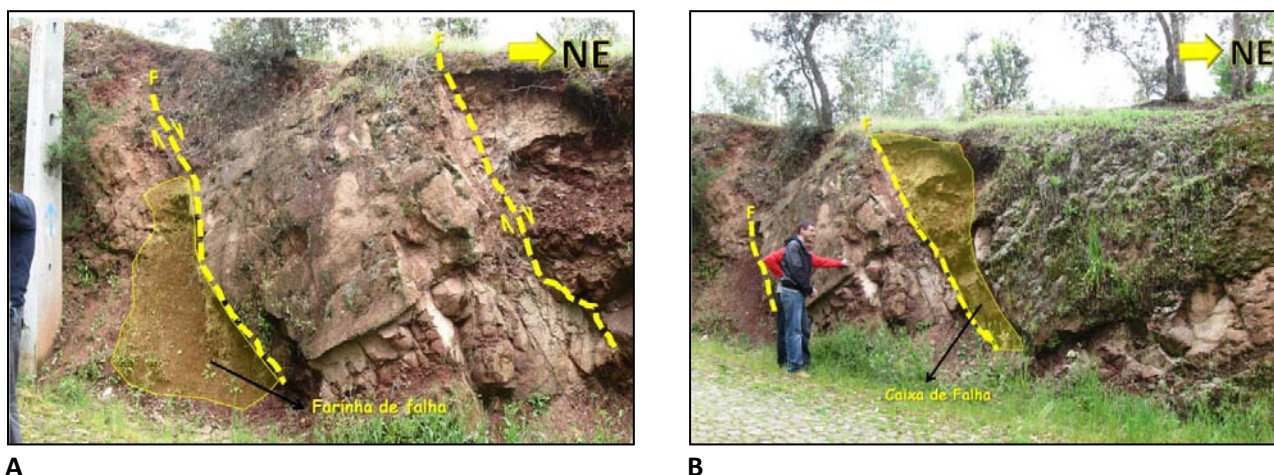


Fig. 249. Cabeço do Vouga. Falhas normais. Estão assinaladas as áreas correspondentes a estruturas associadas à fraturação com deslocamento, nomeadamente a caixa de falha e a farinha de falha, material que resulta da fraturação e que preenche a caixa de falha.

A exploração didática destes afloramentos, que pode constituir uma saída de campo, poderá ser enriquecida com a observação de outros afloramentos, situados na região e descritos por Gomes (2008), e incluir, por exemplo, a medição de orientações dos afloramentos e de atitudes de falhas.

5.3.4. Evolução geodinâmica da Bacia de Valongo do Vouga

A Ibéria terá ficado sujeita durante o Cenozoico a um período de compressão ainda não terminado, e que parece ter colocado em evidência as diferenças reológicas da litosfera nas diferentes zonas da microplaca. O relevo alpino coloca em destaque essas diferenças, com a formação de altas montanhas em outras regiões da Península, fruto de uma reologia mais dúctil (Fernández-Lozano *et al.*, 2012). Esta opõe-se a uma rede de falhas e fraturas, que domina esta zona ocidental, típica de uma reologia frágil da litosfera, que terá sido responsável pelo levantamento e abatimento de diferentes zonas e blocos. A Serra da Estrela, o Alto Alentejo (*versus* Baixo Alentejo), os relevos ou serras marginais, são relevos positivos fruto da tectónica alpina, que terá afetado uma litosfera antiga e frágil.

Centrando-nos agora na área em estudo (a ZCPTFA, entre Albergaria-a-Velha e Águeda, estendendo-se até Coimbra), numa primeira fase em que a compressão terá sido bastante intensa, o Maciço ou Relevo marginal terá sofrido um levantamento, que a prazo seria responsável por uma intensificação da erosão no bordo do maciço com consequente formação de leques aluviais. A continuada erosão e transporte de materiais detríticos da zona levantada para a planície aluvial acabaria por formar canais meandriformes. A deposição desses materiais detríticos ao longo da planície formaram estruturas sedimentares típicas como a

estratificação entrecruzada. Mas a compressão continuou a fazer-se sentir apesar de, com menor intensidade, como consequência da convergência, a Sul, da placa ibérica com a placa núbica (Norte de África), e, desde o Miocénico superior, de forma mais oblíqua, induzindo movimentos com uma maior componente de desligamento (Dinis *et al.*, 2007; Gomes *et al.*, 2007; Gomes, 2008).

Do Miocénico superior ao Pleistocénico superior, o campo de tensões terá variado pouco, mantendo-se a tendência NW-SE. A continuação da compressão terá levado à movimentação das diversas falhas, como já referimos, com formação de outras falhas, de ordem inferior, subsidiárias das primeiras e de blocos associados. Alguns deles sofreram rotação, inclinando-se. Na bacia de Valongo do Vouga, aconteceu a Norte (no compartimento do Carvalhal), bem como a Sul (no compartimento do Soutelo). A Norte é mais evidente o levantamento dos blocos, enquanto a Sul predominou o abatimento. Uns e outros estarão inclinados para SE. Esta movimentação terá sido desenvolvida essencialmente na dependência direta das falhas N-S e NE-SW e/ou na interação entre elas (Gomes, 2008; Gomes *et al.*, 2007). A(s) causa(s) para além de ter(em) provocado movimento de blocos e formação de falhas subsidiárias também terá(ão) contribuído para a incisão e controlo da rede de drenagem e, terraços fluviais associados. A fase mais importante dessa movimentação tectónica terá decorrido, segundo o mesmo autor (Gomes, 2008), no Gelasiano (início do Pleistocénico, Quaternário).

Assim, a bacia de Valongo do Vouga, segundo o mesmo autor (*ibidem*), ter-se-á formado e/ou evoluído na dependência direta da FPTFA, dado que se encontra delimitada a Este e Oeste por troços da mesma, e por interação com as falhas NE-SW, de que é exemplo a do Vale do Vouga, que atravessa a bacia. Para alguns autores (*e.g.* Ribeiro, com. oral; CNG, 2010), a componente de desligamento da FPTFA terá sido sempre direita. Assim, a falha do Vale do Vouga de direção NE-SW que separa um bloco a NW, levantado, de outro, a SE, abatido, pode ter sido reativada pelo movimento direito da FPTFA. Este pode também ter induzido a formação de novas falhas com a mesma direção, ou aproximada. Gomes *et al.* (2007) referem que a falha do vale do Vouga tem a ela associadas muitas fraturas com direção semelhante (p. 146).

O facto de a bacia apresentar uma forma próxima de um sigmoide pode significar que terá tido uma forma romboédrica inicialmente (no Paleozoico), evoluindo e tornando-se mais oblonga, como consequência das sucessivas movimentações da FPTFA (Gomes *et al.*, 2007). No entanto, tal como na falha do Mar Morto, é proposto ter acontecido outro fenómeno: a coalescência de diversas bacias (Gürbüz, 2010), que continuam para Sul, e que podem ter sido formadas, sucessivamente, com as diversas movimentações da FPTFA (*e.g.* Dinis *et al.*, 2007), parecendo ser esta, a última, a Norte. Se considerarmos que o processo de formação de bacias teve início no Paleozoico (Chaminé *et al.*, 2003a), as atuais bacias poderão ter sido condicionadas pelo padrão de falhas que formou as subjacentes. No entanto, esta hipótese precisa de mais dados de campo e geofísicos para confirmá-la ou não.

A estrutura da bacia de Valongo do Vouga com dois compartimentos, um deprimido e outro levantado, pode, no entanto, estar, geometricamente, mais de acordo com o modelo de bacias de desligamento de Einsele (1992), em que, enquanto um bloco é sujeito a extensão, o outro sofre compressão, devido ao facto de a falha de desligamento apresentar sinuosidades (fig. 250).

Mas, por outro lado, existem outros casos de bacias na Península Ibérica da mesma idade, associadas a falhas com movimentação direita, como a estudada por Rodríguez-Pascua *et al.* (2012), que nos permite comparar características com as da bacia de Valongo do Vouga (fig. 251).

As referidas bacias, situadas na zona pré-bética da Cordilheira Bética, no Sudeste da Península, estão associadas também a falhas com movimentação transcorrente direita, formadas sensivelmente na mesma fase da orogenia alpina. Também aqueles autores (*ibidem*) fazem notar a dificuldade de estudo da atividade tectónica do Quaternário devido à ausência de *marcadores tectónicos*. No entanto, pelo que descrevem, parecem existir mais evidências de atividade tectónica naquela região, até porque a mesma terá sido mais intensa, que a da região em estudo, no mesmo período de tempo. Também registam alguma complexidade mencionando a existência de blocos inclinados (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012).

A bacia referida, lacustre de Cordovilla, está associada à Falha de Pozohondo, uma das principais falhas direitas da região, orientadas NW-SE. A falha terá tido uma movimentação transtrativa, principalmente a partir do Pleistocénico médio, gerando, durante o Quaternário, a referida bacia, cujos depósitos principalmente siliciclásticos e carbonatados assentam sobre o Triásico, Jurássico e formações miocénicas marinhas (*ibidem*, p. 241).

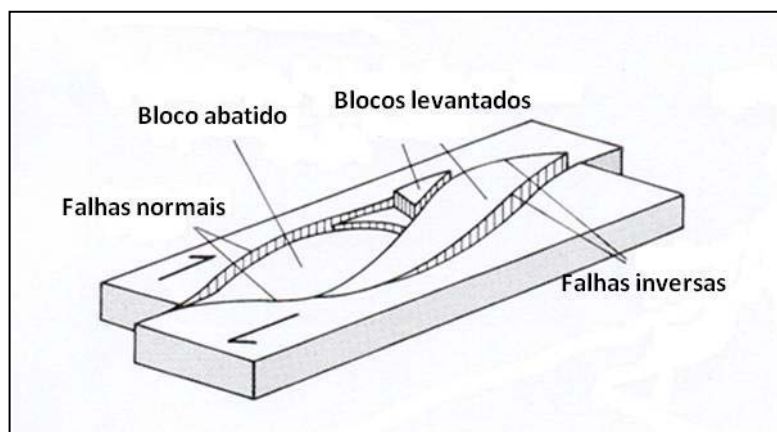


Fig. 250. Modelo de bacia de desligamento (adaptado de Einsele, 1992). Deu-se preferência aos termos “normais” e “inversas” em detrimento dos usados na versão original “divergent” e “convergent faults”, apesar da componente de desligamento das mesmas falhas.

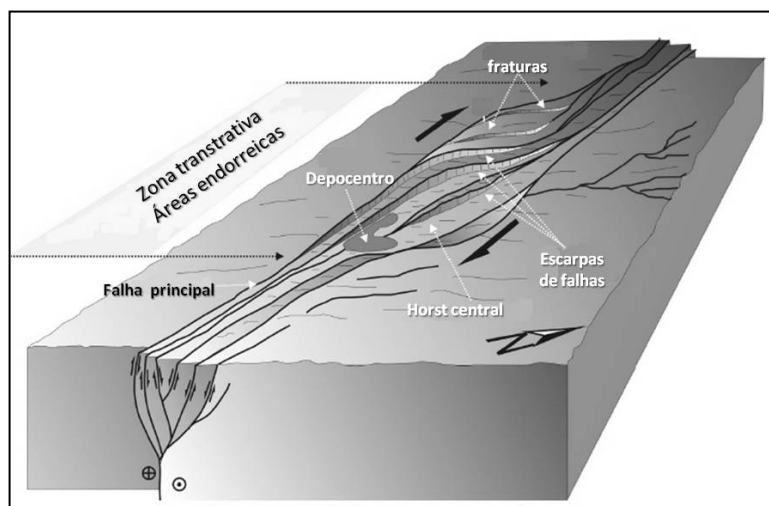


Fig. 251. Esquema da zona transtrativa da falha de Pozohondo (no SE da Ibéria, Albacete), traduzido e adaptado de Rodríguez-Pascua (2012).

A bacia é assimétrica, com um único depocentro (fig. 251), o Lago Alboraj (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012), junto à escarpa da falha principal, característica típica das bacias assimétricas; as bacias simétricas têm dois depocentros (Ramsay e Huber, 1987).

Também é referido por Einsele (1992, p. 497) como característica de muitas bacias deste tipo (*pull-apart* ou semelhantes), o seu enchimento ser assimétrico nas duas secções (longitudinal e lateralmente). A margem da bacia, limitada por uma falha de desligamento, é usualmente caracterizada por uma inclinada escarpa de falha. É nessa margem que a subsidência é maior. O lado oposto, respeitante ao subordinado sistema de falhas (*ibidem*) onde a movimentação é menor, é o local de menor subsidência.

A bacia de Valongo do Vouga parece apresentar uma maior complexidade do que a citada espanhola, a bacia lacustre de Cordovilla (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012), porque: *i*) parece ser uma bacia herdada de outras formadas no Paleozoico (Chaminé *et al.*, 2003a; Gomes *et al.*, 2007), *ii*) está associada a uma falha de desligamento que teve movimentações diversas e sucessivas ao longo da sua prolongada história geológica (*e.g.* Ribeiro *et al.* 2007; Ribeiro, 2013a); *iii*) parece ter sofrido também influência da movimentação de outras falhas tardivariscas, principalmente de direção NE-SW (Gomes *et al.*, 2007; Gomes, 2008).

Ao ser colocada a hipótese de a bacia, formada ou reativada no Cenozoico, ser uma bacia assimétrica de *pull-apart*, de desligamento, em geral, ou aparentada a *pull-apart* (*pull-apart like-basin* no original; Chaminé *et al.*, 2003a), decorrente da movimentação direita da FPTFA, ter-se-á de considerar que a movimentação mais importante ocorreu no setor W da falha. O desvio do Rio Vouga junto do setor W da falha, a grande subsidência desse lado da bacia, bem como os terraços que também aí dominam, parecem apoiar esta hipótese. De acordo com Rahe *et al.* (1998; p. 23), a simetria da bacia é criticamente controlada pelo deslocamento absoluto de ambos os bordos da falha. Quando um dos setores da falha não se movimenta, enquanto o outro sofre movimento, a bacia formada torna-se assimétrica.

O conhecimento ou apresentação de uma diversidade de modelos explicativos no Ensino (principalmente no pré-universitário e superior) é importante para que os alunos se apercebam que a realidade é bastante complexa, não sendo possível a sua explicação geralmente através de um só modelo. No caso da modelação da bacia de Águeda, que adiante se descreve, utiliza-se um modelo análogo que coloca em destaque apenas algumas características da mesma bacia, pois o modelo é essencialmente didático.

É importante voltar a realçar que a modelação análoga permite não só testar a plausibilidade de um modelo mecânico, mas também colocar em destaque algumas relações causa-efeito. Efetivamente, neste caso, não é objetivo resolver o problema geológico baseado em dados de campo concretos como foi realizado para a ZSP, mas tão só discutir alguns aspetos da bacia em causa e da sua génese, para aplicação didática.

6. Modelação análoga da formação e evolução de uma bacia de desligamento

A modelação análoga de qualquer bacia de desligamento permite compreender melhor a sua evolução (situação já referida no cap. III), bem como testar hipóteses anteriormente colocadas com base nos diversos dados provenientes das várias geociências (Geomorfologia, Tectónica, Geologia Estrutural, Sedimentologia) como constatámos.

A complexidade da estrutura e da movimentação tectónica, exige o constrangimento, do que se vai modelar, a um determinado espaço e tempo. O objetivo principal foi o de tentar modelar, num enquadramento didático, uma bacia de desligamento em que se colocasse a hipótese de a deformação de uma cobertura sedimentar mesocenoica ser consequência da movimentação de falhas herdadas de orogénias ante-alpinas, que circunscreveriam bacias ou sulcos formados anteriormente.

Trata-se pois de um trabalho de âmbito exploratório dado que: *i)* esta bacia não terá sido modelada anteriormente, *ii)* o tipo de equipamento utilizado é de algum modo rudimentar face a outros trabalhos do mesmo tipo (*e.g.* McClay e Dooley, 1995; Rahe *et al.*, 1998; Basile & Brun, 1999; Atmaoui, 2006; Wu *et al.*, 2009), *iii)* o modelo não é rigorosamente à escala e, *iv)* tem, como principais finalidades, a aplicação didática e a discussão de ideias. Como referem Twiss e Moores (1992), mesmo um modelo à escala tem uma dimensão finita, incluindo condições limite que não têm que refletir exatamente o sistema geológico que se pretende modelar.

Pretende-se, neste caso, retirar da modelação, algumas ilações sobre a evolução geométrica, cinemática e dinâmica, passíveis de serem discutidas no contexto do sistema em causa. Para além disso, tendo em consideração as dúvidas ainda existentes sobre a evolução geológica da região durante o mesocenoico, apenas procederemos à extrapolação de alguns aspetos observados na experiência que apresentem alguma similaridade com os observados no campo e que possam ser explorados em contextos diversos de ensino (formal e não-formal, Secundário e Superior).

Uma das vantagens, para aplicação didática, dos modelos que representam sistemas geológicos, e não apenas estruturas, é o de permitir que a análise se faça em escalas distintas: a da formação do sistema, neste caso, a bacia, e a da formação das estruturas associadas (falhas e dobras) em contraste com abordagens mais tradicionais como são, neste caso, as caixas de *Riedel* (*e.g.* Liesa *et al.*, 1997) para os ambientes transcorrentes.

6.1. Problemas de investigação para aplicação didática

A investigação com vista a aplicação do modelo em contextos de ensino formal e não formal parte da formulação do seguinte problema/hipótese:

- **terá a bacia a Norte da cidade de Águeda, característica(s) de bacia(s) de desligamento, decorrente(s) de uma movimentação direita da Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, por interação com as falhas de orientação predominante NE-SW, também elas ante-mesozoicas?**

Coloca-se assim a hipótese de a bacia referida, ou conjunto de bacias a Norte de Águeda, ser aparentada a uma bacia de desligamento (*pull-apart* ou *pull-apart like-basin*), ou seja, que tenha algumas características que possam ser explicadas através dos mecanismos que, habitualmente, são responsáveis por este tipo de bacias. Já nos referimos a algumas dessas características. Pretende-se com a modelação averiguar se as mesmas podem ser explicadas através do movimento direito da FPTFA em interação com outras falhas preexistentes orientadas predominantemente NE-SW.

Para além da movimentação tectónica predominantemente de desligamento e da consequente formação de estruturas, colocámos ênfase na subsidência da bacia, aspeto que não tem sofrido grande destaque na modelação de bacias de desligamento (*e.g.* Basile & Brun, 1999; Rahe *et al.*, 1998). A rápida e considerável subsidência é, como referido, uma das características importantes das bacias de desligamento (Einsele, 1992). Contudo, desprezámos, a movimentação vertical do bloco E da FPTFA, que terá tido início no Pliocénico superior (*e.g.* Dinis *et al.*, 2007), considerando apenas a movimentação desligante que a mesma falha terá sofrido, mesmo que por impulsos, desde o mesmo período de tempo até à atualidade. É uma limitação do modelo que assumimos, mas que é justificável por, como já foi referido, se pretender não a obtenção de um modelo análogo fiel da bacia de Águeda, mas a obtenção de modelos que possam ser explorados em contexto didático, principalmente a nível do ensino secundário e que ajudem a compreender a formação de bacias em ambientes transcorrentes.

6.2. Modelo e materiais

Utilizámos materiais acessíveis e fáceis de manusear em sala de aula ou em qualquer outro cenário. O modelo construído é geometricamente semelhante a outros largamente utilizados (*e.g.* McClay & Dooley, 1995; Rahe *et al.*, 1998; Sims *et al.*, 1999; Smit *et al.*, 2008; Wu *et al.*, 2009) e, inspirado no modelo

conceptual de que uma bacia de *pull-apart* se forma na crosta superior rígida acima de um descolamento basal (Rahe *et al.*, 1998). A escala geométrica é um aspeto pouco importante na modelação deste tipo de estruturas, pelo facto de a sua forma ser independente da escala (*e.g.* Aydin, & Nur, 1982; Mattauer, 1998).

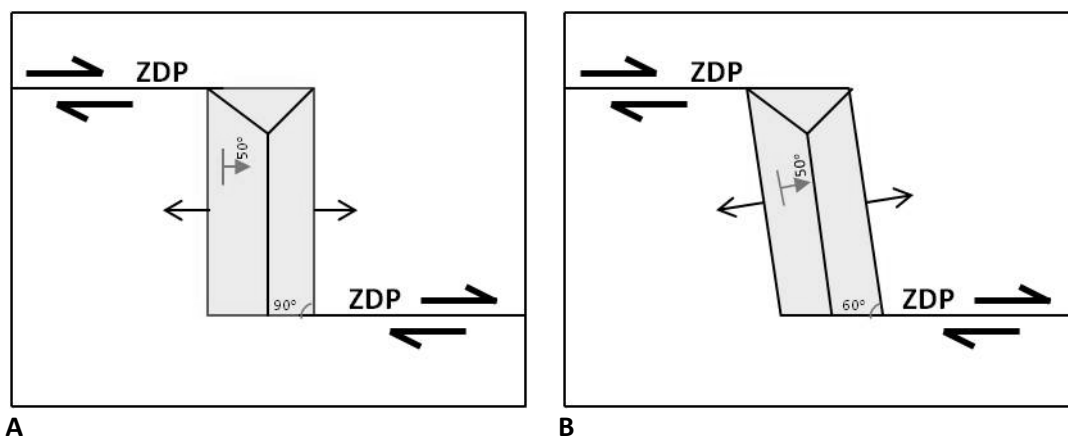


Fig. 252. Esquema dos equipamentos utilizados para modelar bacias de desligamentos. ZDP- Zona de Deslocamento Principal. As setas divergentes, ao centro, indicam extensão, e as hemissetas nas ZDP indicam deslizamento direto.

Utilizámos duas placas (de poliestireno extrudido, produto à venda no mercado como isolante térmico para a construção) com dimensões aproximadas de 74x54x3 cm, para simular duas Zonas de Deslocamento Principal (ZDP). Foram construídos dois modelos que diferiram no ângulo que as falhas transversais fazem com as ZDP, 90° e 60° (fig. 252, A e B).

As falhas referidas têm, no modelo, um pendor de 50°, delimitando uma pequena depressão que pretende representar uma bacia de idade anterior ao deslocamento que se simula. Esta depressão inicial tem de dimensões, no caso do equipamento A (fig. 252), 14x5 cm, enquanto no modelo B (fig. 246) tem 16x5 cm.

O modelo não tem limites laterais, funcionando como mesa de deformação. Um tecido com alguma elasticidade foi aplicado sobre as duas placas (fig. 253) para que se pudesse simular a subsidência da bacia.

Nos “primeiros” trabalhos de modelação de bacias de *pull-apart* não havia a preocupação de simular superfícies de descolamentos (*e.g.* McClay & Dooley, 1995). Porém, devido à diferente reologia da crosta inferior (quando tal se aplica, o que não é o caso), rapidamente esse aspeto veio a integrar os estudos posteriores. Em alguns deles, foram utilizadas, como superfícies de descolamento, folhas de plástico (Rahe *et al.*, 1998), enquanto mais recentemente passou a utilizar-se o silicone (*e.g.* Sims *et al.*, 1999; Wu *et al.*, 2009).

O pioneiro da modelação de ambientes transcorrentes e extensivos (vide cap. III), Hans Cloos (Cloos, 1955), utilizava tecidos e tiras de borracha para transmitir a tensão à camada de argila suprajacente. O tecido que

aplicámos tem a mesma função, transmitindo, neste caso, a tensão decorrente do movimento das placas, à suprajacente multicamada de areias.

As areias têm sido utilizadas, em modelação análoga, como o material que melhor representa o comportamento reológico da crosta superior. Assim tem sido feito, também, por grande parte das equipas que têm modelado bacias de desligamento do tipo *pull-apart* (e.g. Basile & Brun, 1999; McClay & Dooley, 1995; Wu *et al.*, 2009).

Por cima do tecido foram polvilhadas areias que, como já referimos, simulam bem o comportamento das rochas supracrustais (Byerlee, 1978). As areias utilizadas são do lote LGE, com um ângulo de atrito interno (ϕ) a rondar os 30° (sem contabilizar o aumento devido ao processo de distribuição das areias) e uma densidade global de 1,77, em cores alternadas para destacar as estruturas.



Fig. 253. Modelo sobre o qual se polvilharam as areias. Tecido com alguma elasticidade para simular a subsidência da bacia (Exp. D; Quadro 17).

6.3. Metodologia

Nas primeiras experiências, o tecido basal foi esticado (vide quadro 17), enquanto, nas que se lhe seguiram, foi aplicado sem estar sob tensão (fig. 254).

Um dos principais objetivos, da realização de um número elevado de experiências, foi encontrar um padrão reprodutível de modo a poder estabelecer-se relações causa-efeito fiáveis. Das inúmeras experiências realizadas, descrevem-se quatro, duas em que o ângulo entre os dois grupos de falhas que delimitam a bacia é de 90° (Fig. 252 A), e duas em que esta variável foi diminuída para 60° (fig. 252 B). Dá-se exemplos visuais das experiências B e C. Os parâmetros em que as experiências diferem estão explícitos no quadro 17.

Quadro 17. Características das experiências descritas.

Experiências	Ângulo entre as falhas principais (ZDPs da FPTFA e falhas NE-SW ou ENE-WSW)	Espessura da multicamada (cm)	Tecido basal
A	90°	2	Esticado
B	90°	3	Não esticado
C	60°	3	Não esticado
D	60°	3	Não esticado

Sobre o modelo foram polvilhadas as areias em camadas de cores diferentes até perfazer cerca de 3 cm. A última camada teve uma espessura mínima. Apenas na primeira experiência a espessura da multicamada foi menor (quadro 17).

Finda a montagem, nas experiências C e D, marcou-se a superfície com um objeto circular (fig. 254), nas zonas que sofreriam deformação, de modo a distinguir, no final da experiência, o tipo de deformação preponderante em cada local, comparando com o estado inicial.

Neste caso, em que se utilizam areias, materiais granulares, a análise das elipses, e particularmente, da variação da dimensão dos seus eixos, entre o estado inicial e o estado final, permite conhecer a direção dominante da compressão e a direção dominante da extensão (Ramsay & Huber, 1997). Este método costuma ser aplicado também com vista à quantificação da deformação, quer em modelos compressivos (*e.g.* Graveleau *et al.*, 2012), quer nos modelos de desligamento (*e.g.* Atmaoui *et al.*, 2006; McClay & Dooley, 1995).

Cada placa foi empurrada, à mão, em sentido oposto e por incrementos de 1 cm de cada lado. As placas foram empurradas em simultâneo. Analisou-se a deformação em planta, aos 2, 6 e 10 cm de deslocamento em cada uma das experiências (item seguinte).

No final de cada experiência, a multicamada foi humedecida com água e, em seguida, seccionada verticalmente e de forma transversal às principais estruturas formadas (*e.g.* fig. 255).

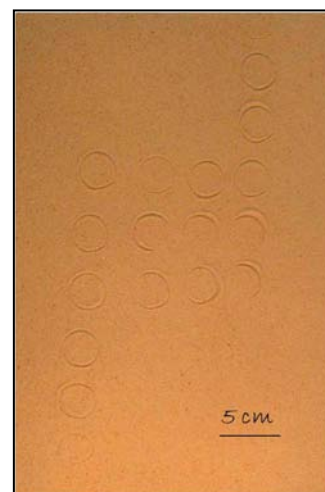


Fig. 254. Estado inicial, exp. D.

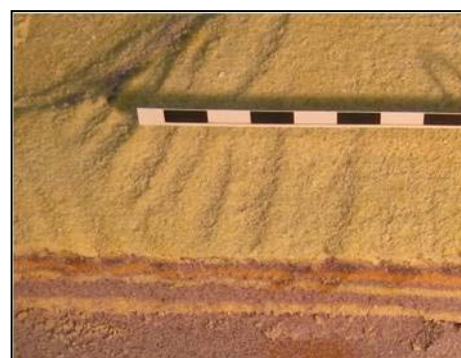


Fig. 255. O corte foi feito perpendicularmente às estruturas formadas, expressas em planta por "ondulações".

6.4.Resultados

Apresentam-se, em primeiro lugar, os resultados da deformação por observação em planta e, posteriormente, alguns dos cortes efetuados no final da deformação, nas quatro experiências (quadro 17).

Apesar de se prever a existência de mais do que uma componente de movimentação para cada tipo de falhas, observou-se que umas falhas tinham uma visível componente normal (mesmo tendo uma componente de desligamento), devido ao relevo formado, em degraus, enquanto outras, por não produzirem tão evidente relevo, assumiu-se que tivessem uma mais importante componente de desligamento.

Assim, aos 2 cm de deslocamento, em planta, encontram-se descritas no quadro 18, as falhas formadas. Dá-se exemplo dos resultados das experiências B e C nas fig. 256 A e B.

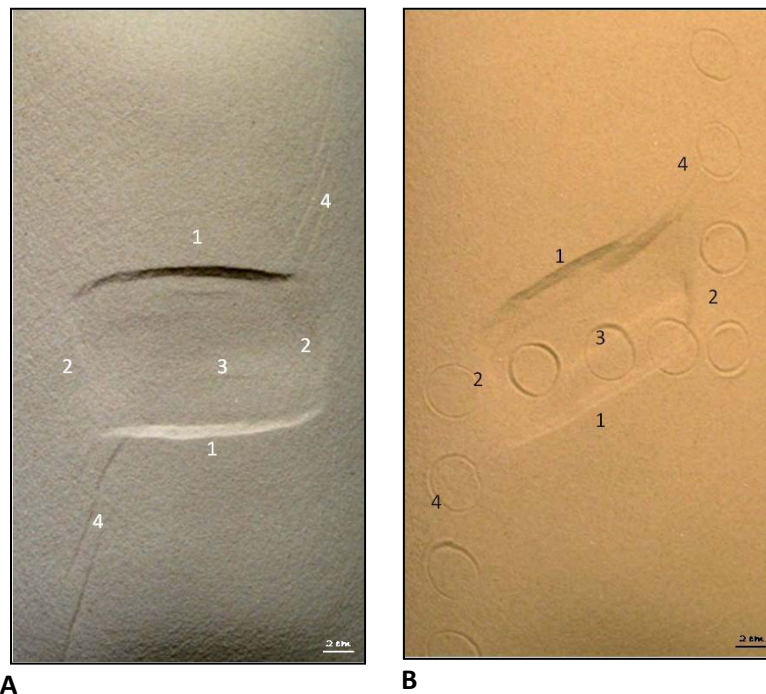


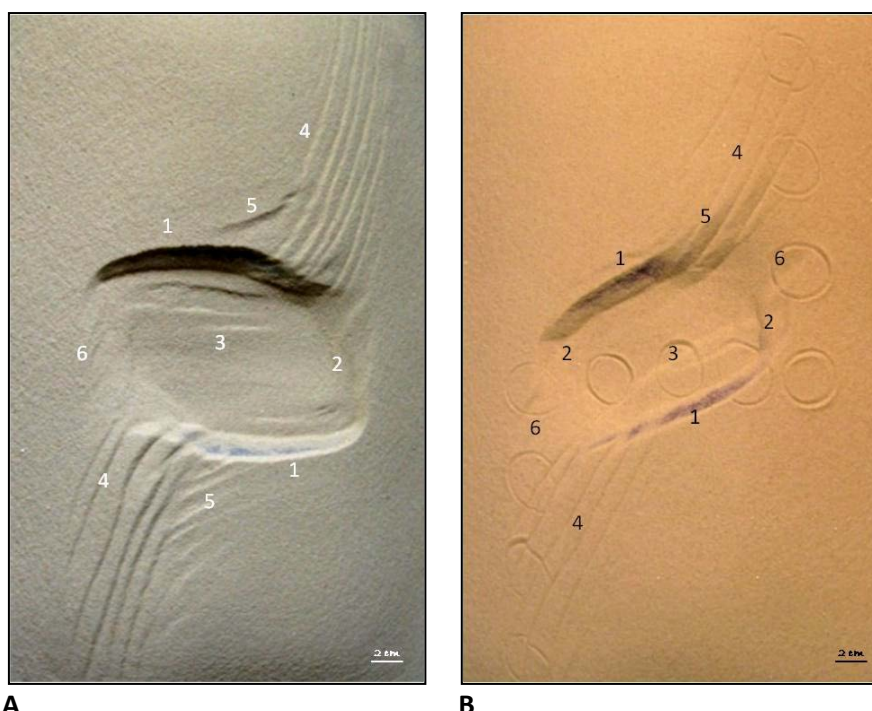
Fig. 256. Deformação aos 2 cm de movimentação.
A- Experiência B, bacia com forma retangular;
B- Experiência C, bacia romboédrica. 1, 2 e 3- falhas com componente normal; 4- falhas desligantes.

Quadro 18. Falhas formadas nas quatro experiências descritas, após deslocamento de 2 cm.

Experiência	Falhas formadas	
	Com componente normal aparentemente importante	Com componente desligante aparentemente importante
A	A delimitar a bacia, perpendiculares à ZDP.	-
B (fig. 256 A)	A delimitar a depressão, perpendiculares à ZDP (1), mais incipientes paralelas à ZDP (2). A atravessar a bacia transversalmente (3).	Associadas às ZDP, fazendo um baixo ângulo (4).
C (fig. 256 B)	A delimitar a depressão, em ângulo de 60° com as ZDP (1), mais incipientes paralelas às ZDP (2). A atravessar a bacia, paralelas às anteriores (3).	Incipientes, associadas às ZDP fazendo um baixo ângulo (4).
D	A delimitar a depressão, em ângulo de 60° com as ZDP (1), mais incipientes paralelas à ZDP. A atravessar a bacia, paralelas às anteriores.	Incipientes, associadas às ZDP, fazendo um baixo ângulo.

Neste início da deformação, formaram-se, em todas as experiências, primeiro e com maior destaque, as falhas que delimitam a bacia, transversais ou oblíquas à ZDP. Só depois se formaram as falhas que delimitam a bacia, lateralmente, bem como as falhas, com componente importante de desligamento, diretamente associadas à falha principal, a Norte e a Sul da bacia (considerando que a bacia se encontra orientada N-S).

Os resultados do segundo momento de deformação, aos 6 cm de deslocamento, encontram-se expressos no quadro 19 e na figura 257 (A e B).



A

B

Fig. 257. Deformação aos 6 cm de movimentação.

A- Experiência A, bacia com forma retangular; B- Experiência C, bacia romboédrica. 1, 2 e 3- falhas com importante componente normal; 4, 5 e 6- falhas com importante componente desligante.

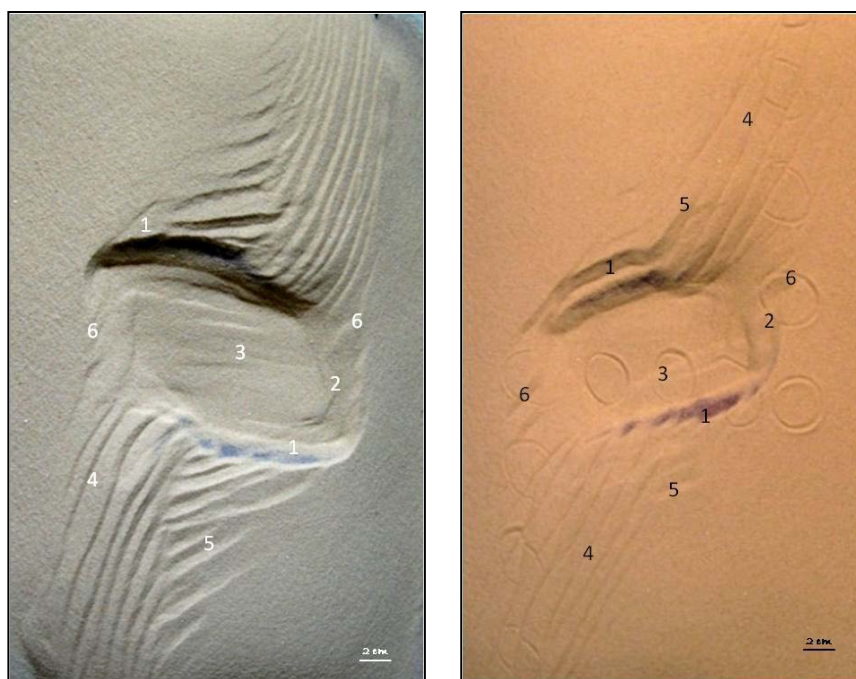
Quadro 19. Falhas formadas nas quatro experiências descritas, após deslocamento de 6 cm.

Experiência	Falhas formadas	
	Com componente normal aparentemente importante	Com componente desligante aparentemente importante
A	Movimentação das falhas preexistentes. Formação de novas falhas - Subsidência da depressão.	Associadas à ZDP (2 grupos de falhas, em que o segundo é pouco evidente).
B (fig. 257 A)	Movimentação das falhas preexistentes e formação de novas falhas (1, 2 e 3) - Subsidência da depressão.	Movimentação das falhas preexistentes (4) e formação de novas (4) e de dois novos conjuntos de falhas (5 e 6).
C (fig. 257 B)	Movimentação das falhas preexistentes e formação de novas falhas (1, 2 e 3) - Subsidência da depressão.	Movimentação das falhas preexistentes (4), formação de novas (4) e incipiente formação de dois novos conjuntos de falhas (5 e 6).
D	Movimentação das falhas preexistentes e formação de novas falhas - Subsidência da depressão.	Movimentação das falhas formadas, formação de novas e incipiente formação de dois novos conjuntos de falhas.

A movimentação das falhas (revelada pela cor azul da penúltima camada de areia) que delimitam as bacias, principalmente as 1 e em segundo lugar as 2, permitiram em ambos os casos (fig. 257 A e B) o aprofundamento da bacia. As falhas que atravessam a depressão (3), aparentemente também normais, criaram compartimentos e sulcos no interior das bacias. Quanto ao primeiro conjunto de falhas formadas (4) na dependência das ZDP, o seu número aumentou, evoluindo no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio. Na experiência A é clara a componente vertical destas falhas, formando relevos.

As falhas 5 surgiram a seguir às falhas 4 fazendo um elevado ângulo com as falhas principais das ZDP. Formaram-se, ainda, neste incremento de deformação, as falhas 6 associadas aos limites da bacia paralelos às ZDP.

Por fim, os resultados da deformação ao fim de 10 cm de deslocamento, estão parcialmente descritos na figura 258 (A e B) e no quadro 20.



A

B

Fig. 258. Deformação aos 10 cm de movimentação. A- experiência B, bacia retangular; B- Experiência C, bacia romboédrica.

1, 2 e 3- falhas com componente predominante normal; 4, 5 e 6- falhas com componente predominante desligante.

Quadro 20. Falhas formadas nas quatro experiências descritas, após deslocamento de 10 cm.

Experiência	Falhas formadas	
	Com componente normal aparentemente importante	Com componente desligante aparentemente importante
A	Movimentação de algumas falhas já formadas, formação de algumas mais (cerca de 2 ou 3) - Aprofundamento da bacia.	Associadas à ZDP formaram-se mais algumas falhas do primeiro grupo (4) e outras do segundo grupo (5).
B (fig. 258 A)	Movimentação das falhas 1 e 2, formação de algumas falhas 1 e 3. Aprofundamento da bacia.	Movimentação de algumas falhas preexistentes (4). Formação de novas falhas (5).
C (fig. 258 B)	Movimentação das falhas preexistentes (1). Aprofundamento da bacia.	Movimentação de algumas falhas preexistentes (4). Formação de novas falhas 4, 5 e 6.
D	Movimentação das falhas preexistentes (1). Aprofundamento da bacia.	Movimentação de algumas falhas preexistentes. Formação de novas falhas 4, 5 e 6.

Neste último incremento, a movimentação e a formação das falhas 1 e 2 (com menor contribuição), voltou a permitir um aumento da subsidência da bacia. Para além da formação de algumas das falhas 4, o aumento significativo do número de falhas foi protagonizado principalmente pelas falhas 5, e nas experiências a 90°. Nestas últimas, o número destas falhas formadas é superior e mais evidente que o

respetivo nas experiências a 60° . Também a componente vertical é muito mais significativa nas falhas 4 e 5 formadas nas experiências a 90° do que nas experiências a 60° , tendo em conta os sulcos observados.

É bem visível o aumento do deslocamento vertical para as falhas 4 e 5 nas experiências a 90° entre o segundo (fig. 257 A) e o terceiro incremento de movimentação (fig. 258 A). Nas experiências a 60° é mais evidente a componente de deslocamento vertical para as falhas 5 do que para as 4.

Acresce dizer que aumentou o número de falhas 6, formadas de um lado e outro da bacia, em ambas as experiências (fig. 257 A e 258 A; 257 B e 258 B), aparentando ter características diferentes das outras falhas.

As elipses, que foram inicialmente impressas como círculos (fig. 254); surgem na situação final (e referimo-nos apenas aos modelos das experiências C e D), no que diz respeito à zona das falhas 4 (fig. 258 B), estiradas na direção NW-SE, comprimidas na direção ortogonal, ou seja, NE-SW, em que se encontram também cortadas e deslocadas. Para as outras zonas do modelo em que se formaram falhas, as elipses têm o seu eixo maior, orientado sensivelmente na mesma direção NW-SE (falhas 1, 3 e 6; fig. 258 B)

Vamos agora passar aos cortes transversais às estruturas para melhor caracterização das mesmas. Os cortes representados na fig. 259 (a e b) são paralelos e foram efetuados no modelo da experiência A. Estão orientados W-E e cortam o modelo no bordo da depressão.

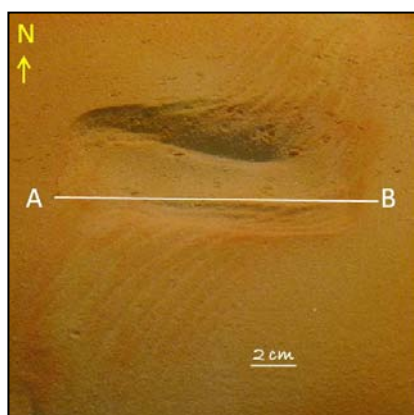


Fig. 259. Aspecto final do modelo da experiência A. A-B - secção em que foram feitos os cortes visíveis na fig. ao lado (260).

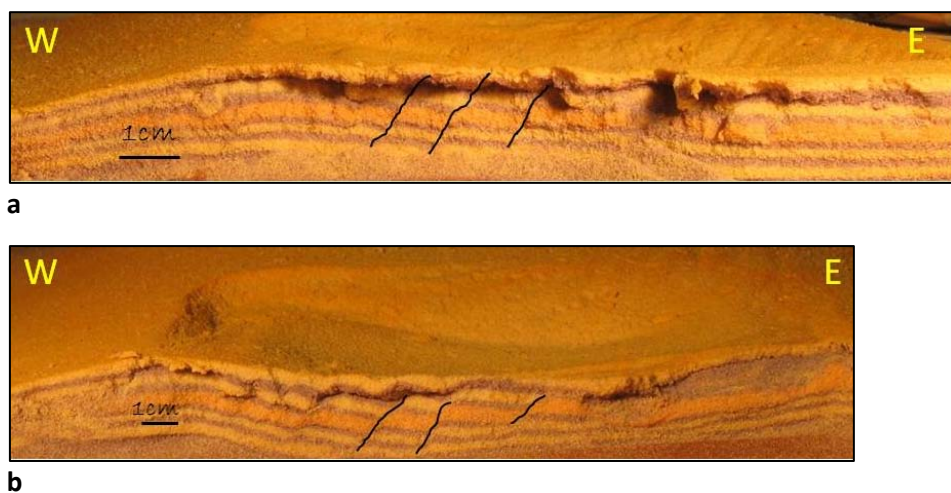


Fig. 260. Cortes efetuados na zona A-B. Na figura de cima (a), na margem Sul da bacia são visíveis falhas com componente normal inclinadas para W. Em baixo (b), o corte foi feito a Norte do corte de cima. É evidente a subsidência da bacia, anticlinal a W e falhas com componente normal, com algum arraste, ao centro.

O corte **a** da fig. 260, foi feito ainda fora da influência da depressão, logo não evidencia a subsidência. São visíveis falhas com componente normal, inclinadas para W. Na fig. 260 **b**, é visível um anticlinal a W que tem continuidade a E no sinclinal que materializa a depressão, onde também se observam falhas com arraste, vergentes também para W.

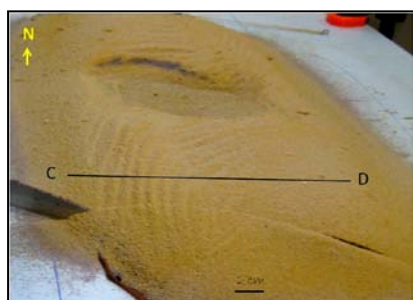


Fig. 261. Aspeto final do modelo da experiência B. C-D - secção em que foram feitos os cortes da figura ao lado.

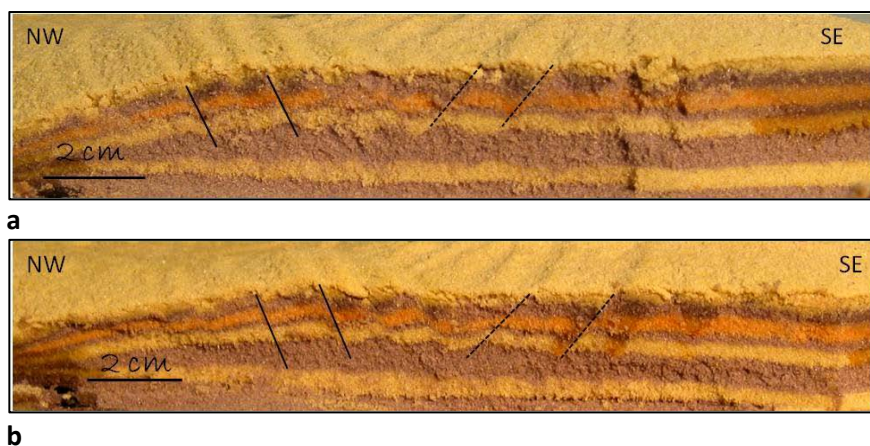


Fig. 262. Cortes efetuados na secção C-D. Falhas 4 (traço cheio) inclinadas para SE e falhas 5 (tracejado) inclinadas para NW.

Os cortes representados na fig. 262 foram efetuados no modelo da experiência B e seccionam o modelo na zona das falhas 4 e 5 (fig. 261). Têm uma orientação...≈NW-SE.

É de realçar que os cortes efetuados na secção C-D do modelo da experiência B são transversais às falhas 4 (fig. 261 e 262 a e b), o mesmo não acontece relativamente às falhas 5 (fig. 263 e 264). Ambos os grupos de falhas são desligantes mas apresentam componente vertical, como se constata na fig. 262 (a e b).

Os cortes que se seguem (fig. 263 e 264) foram efetuados no modelo da experiência C. Pretendeu-se que fossem transversais à bacia, e às falhas 1, mas numa direção próxima de NNW-SSE, dado que as falhas que delimitam a bacia fazem um ângulo de 60° com as ZDP.

Os cortes paralelos, efetuados na secção E-F do modelo da experiência C, com direção NNW-SSE, mostram um conjunto de falhas com uma forte componente normal, com grande deslocamento vertical. A zona mais central da bacia (fig. 264 a), apresentou maior número de falhas normais, em escadaria (ou escalonadas), relativamente à zona mais periférica em que se efetuaram os cortes (fig. 264 b), com um maior número de “degraus”. As falhas apresentam-se com algum arraste dos níveis de areia, não tendo ocorrido a completa rutura.



Fig. 263. Modelo final, experiência C. E-F - secção em que foram feitos os cortes da figura ao lado.



a



b

Fig. 264. Cortes efetuados na secção E-F (fig. 263), modelo da experiência C. **a-** zona mais profunda da bacia; **b-** zona próxima do limite lateral da bacia.

Por fim, mostram-se dois cortes, também paralelos (secção G-H), efetuados no modelo da experiência D (fig. 265 e 266). Foram efetuados transversalmente às falhas 6 (fig. 258). Os dois cortes mostram dois tipos de falhas, normais e inversas. Estas últimas estão associadas a dobramentos. Estes também aparecem do lado direito na figura (266) **a**, com menor dimensão e aspeto de simples ondulações.

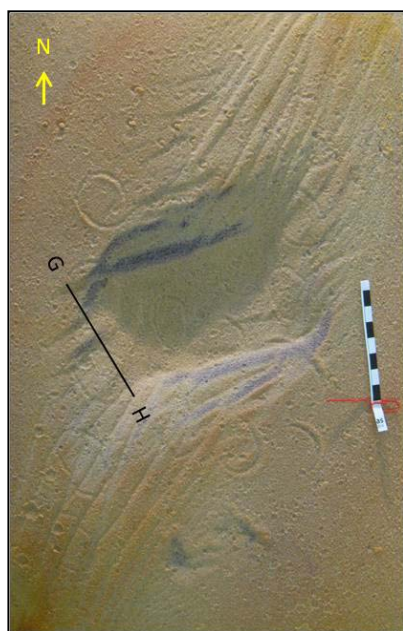
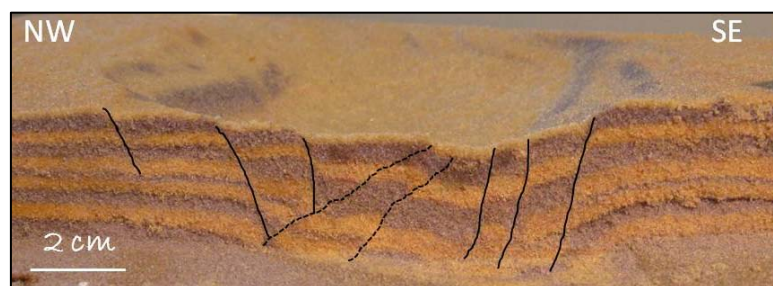


Fig. 265. Modelo final, experiência D. G-H - Secção em que foram feitos os cortes nas figuras ao lado.



a



b

Fig. 266. Cortes efetuados na secção G-H da figura ao lado, modelo da experiência D. **a-** primeiro corte, **b-** corte seguinte na mesma secção. A traço contínuo - falhas normais, a tracejado - falhas inversas.

Existem dois grupos de falhas normais, um grupo que delimita blocos com inclinação para SE e outro com inclinação contrária, para NW. As falhas inversas pendem para NW (fig. 266 **a** e **b**).

Quanto ao relevo (topografia), a zona central dos modelos foi, em todos os casos, ocupada por uma depressão, delimitada a NE e a SW por zonas mais elevadas, cortadas por falhas essencialmente de desligamento (as falhas 4).

6.5. Discussão dos resultados

Não é fácil a determinação da natureza oblíqua das falhas nos modelos análogos (Rahe *et al.*, 1998). Para contornar essa dificuldade, o tipo de falhas é determinado pela presença ou ausência de deslocamento vertical ao longo da falha. Enquanto falhas com componente vertical (normal ou inversa) produzem relevos, as falhas, simplesmente desligantes, apenas se identificam pelo seu traçado à superfície e pelo rejeito horizontal dos marcadores inicialmente traçados na superfície do modelo análogo.

Praticamente em todas as experiências, as falhas 1 e 2 (fig. 258 e 264) que bordejam a bacia, são as primeiras a formar-se. As 1 são ortogonais ou oblíquas às ZDP e têm caráter predominantemente normal, enquanto as assinaladas com 2, apesar de apresentarem uma importante componente normal são desligantes e paralelas à ZDP.

O aprofundamento da bacia faz-se, essencialmente devido à extensão induzida que leva à formação e movimentação das falhas que a bordejam, e que se dispõem em anfiteatro, escalonadas. São mais denunciadas as que são transversais à ZDP (1) do que as paralelas (2). Estas nem sempre são muito evidentes, como se pode deduzir da fig. 258. As falhas 3 que atravessam a bacia deverão ser responsáveis por alguns sulcos delimitando pequenos relevos (positivos).

As falhas 4 (fig. 258; 262), fazem um ângulo baixo ($\approx 30^\circ$) com as falhas principais (das ZDP), podendo, por isso, ser consideradas falhas *Riedel* (*vide* cap. III, item 3.2. Modelos de desligamento) do tipo R (*e.g.* Rahe *et al.*, 1998; Sims *et al.*, 1999). As falhas 4 apresentam também uma componente vertical que se acentua no final da deformação, principalmente nas experiências A e B, a 90° (fig. 258). A análise da evolução da deformação, realizada a partir das elipses marcadas nas experiências C (fig. 258 B) e D, revela que a zona afetada pelas falhas 4 terá sido sujeita a extensão na direção NW-SE.

A sucessão das falhas seguiu o movimento contrário ao dos ponteiros do relógio, situação também descrita por Basile e Brun (1999). As falhas 5, formaram-se na dependência direta das falhas 4, fazendo um elevado ângulo (60° ou superior) com estas e apresentando também uma componente vertical que se acentua para o final da deformação (fig. 258). São antitéticas (têm uma direção e um sentido opostos ao do movimento das falhas principais), e conjugadas das R, tomando habitualmente a designação de falhas R' (Fossen, 2010; Price & Cosgrove, 2005).

As falhas 4 e 5 parecem apresentar nas experiências em que o ângulo inicial, entre as falhas que delimitam a bacia, é de 90° (A e B, quadro 17; fig. 258 A), uma mais importante componente vertical que o mesmo tipo de falhas apresentam nas experiências C e D (quadro 17; fig. 258 B), em que o ângulo entre as mesmas falhas é de 60° .

Em qualquer dos modelos finais, a formação das falhas 4 e 5, com a consequente rotação dos blocos que as mesmas separam, devido à sua componente normal, veio a produzir um relevo característico (positivo). Estes relevos, poderão ter também, em alguns casos, o contributo de pequenas dobras cilíndricas (*bukle folds*) e de outros dobramentos assimétricos de maior dimensão, alguns associados às falhas 6 que em seguida se descrevem (vide fig. 266 a).

As falhas 6 (quadro 20; fig. 265 e 266) são falhas que apresentam uma distribuição espacial do tipo leque, ou cauda de cavalo (i.e. *fans* ou *horsetail splay*) segundo Kearey *et al.* (2009), ou simplesmente *splay faults*, segundo Price & Cosgrove (2005; p. 144) [vide também fig. 229 neste capítulo]. O deslocamento é dissipado ao longo dessas falhas que podem ser curvas e que estão também associadas à falha principal (Kearey *et al.*, 2009; Price & Cosgrove, 2005). No contexto das bacias de desligamento (e.g. de *pull-apart*), Basile e Brun (1999) referem que elas separam blocos que terão sofrido rotação vertical e horizontal, sendo típicas de bacias que sofreram uma grande evolução devido a grande movimentação ao longo das falhas principais.

Apresentando, algumas das falhas 6, uma componente vertical inversa (fig. 266 a e b), igualmente referida em Basile e Brun (1999), infere-se a existência de falta de espaço que as terá originado. As falhas foram-se sucedendo no espaço horizontal, e no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio (o que acontece quando o movimento de desligamento é direito).

No final da deformação, as bacias inicialmente romboédricas (C e D; quadro 17) apresentam uma forma mais oblonga que as que eram inicialmente retangulares (A e B, quadro 17; fig. 258). Para além desse aspeto, outro ressalta no que diz respeito a heterogeneidades da deformação (e. g. Fossen, 2010). Na natureza, tal como nas experiências realizadas, a existência de anisotropias e/ou heterogeneidades nos materiais (geológicos ou análogos), induz a heterogeneidades na deformação por um volume considerável desses materiais. Neste caso, as anisotropias situadas ao nível da base do modelo, terão induzido heterogeneidades levando a que cada uma das orientações de deformação induzidas, horizontal e vertical, seja mais evidente numas zonas que em outras do modelo (fig. 267). Esta separação é mais evidente nos modelos A e B, em que o ângulo entre as falhas transversais e as falhas principais, a base do modelo, era de 90° , do que nos modelos C e D, em que o mesmo ângulo era de 60° . No primeiro caso, as falhas 5 encontram-se mais evidenciadas e separadas das falhas 4, para além da sua componente normal ser também mais evidente. É igualmente nos modelos A e B que as falhas 1 são mais evidentes (fig. 258).

Na figura 267 está sintetizada, de maneira esquemática, a interpretação dos vários tipos de falhas formadas. As setas a amarelo representam o movimento desligante nas Zonas de Deslocamento Principais. Esse movimento provocou um movimento de extensão na zona central que, por combinação com ele, produziu diversos graus de transtração consoante as zonas, com maior contributo de uma ou de outra das componentes de movimentação (desligamento e extensão), sem esquecer a ocorrência do contributo da compressão em algumas zonas, como já referimos.

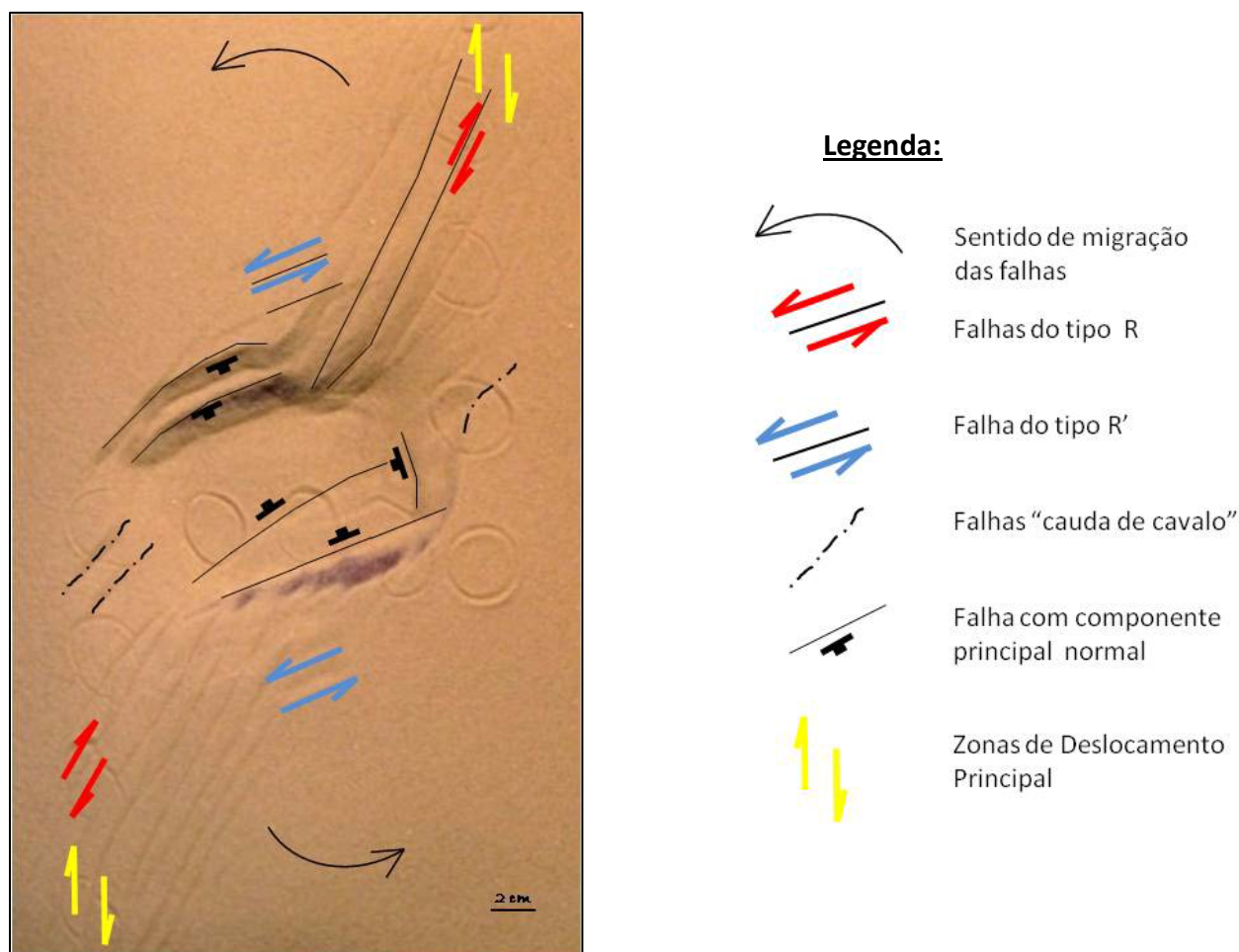


Fig. 267. Interpretação das falhas formadas na experiência C. A deformação foi produzindo falhas que se sucederam no tempo e no espaço no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio. Na zona central, as falhas são predominantemente normais, enquanto as formadas na dependência direta dos troços (ZDP) da falha principal são predominantemente de desligamento.

É de realçar que a expressão “cauda de cavalo” se aplica ao padrão de falhas que se forma na zona terminal de cada uma falhas principais e que aqui interferem com os bordos da bacia paralelos às ZDPs.

Feita a análise estrutural passamos à extrapolação de algumas das observações para aplicação a uma bacia como a que se situa a Norte da cidade de Águeda.

6.6. Conclusões

Confirma-se, a partir dos resultados das experiências realizadas, que os movimentos oblíquos decorrentes do desvio de uma falha de desligamento principal, eventualmente com reativação de falhas preexistentes, podem produzir acentuada subsidência em zonas de deformação alongadas e estreitas (*e.g.* Einsele, 1992), principalmente se houver grande movimentação (*e.g.* Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012).

No caso dos desvios estudados, a formação de falhas normais acontece nos primeiros incrementos de deformação, proporcionando condições para uma rápida subsidência. As falhas associadas às Zonas de Deslocamento Principal, são, pelo menos de três tipos (*e.g.* fig. 267), e a sua formação ocorre sucessivamente no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio. A rotação vertical e horizontal dos blocos separados por estas falhas é responsável pela formação de relevos positivos a Norte e a Sul da bacia, considerando que a falha principal tem orientação próxima de N-S. Todas estas falhas têm componentes verticais e horizontais. Para além de falhas, também se formaram dobramentos, numa zona da bacia em que terá ocorrido compressão.

Dos dois tipos de modelos produzidos com os dois equipamentos que diferiram no ângulo entre as falhas herdadas, o segundo produziu resultados que parecem aproximar-se mais da forma da bacia simulada, apesar de, nos modelos em que a bacia tem forma retangular (A e B), ser possível distinguir melhor as diferentes componentes das falhas.

Assim, para além do estudo exclusivo de estruturas de deformação a pequena escala (falhas e dobras), os modelos permitem comparar alguns aspetos com sistemas de desligamento reais.

O modelo que produziu os resultados das experiências C e D, permite fazer a extrapolação de alguns desses aspetos para a evolução cenozoica de uma bacia de desligamento associada a um sistema de falhas como o da FPTFA. É importante lembrar que o modelo não reproduz o movimento vertical do bloco Este da FPTFA, bem como a erosão e consequente sedimentação, que terão sido aceleradas por via desse levantamento. Estamos pois, apenas, a considerar o movimento desligante da mesma falha, fundamentalmente associado ao bloco W, se bem que tenhamos induzido o movimento desligante, em simultâneo, dos dois blocos.

Alguns aspetos observáveis em afloramentos da região de Albergaria-a-Velha - Águeda, ou descritos por Gomes (2008; *et al.*, 2007), podem ser reconhecidos por similaridade no modelo, nomeadamente:

- as falhas normais, escalonadas, inclinadas no sentido da bacia, devido a grande separação entre as falhas principais (quer as norteadas, quer as orientadas NE-SW), logo, renunciando uma grande movimentação extensiva e grande subsidência, são visíveis em dois cortes efetuados nos modelos A e C, nas duas direções transversais à bacia (fig. 260 e 264);

- as falhas normais na vizinhança de falhas inversas (e/ou dobramentos), que prenunciam ter uma componente de desligamento pela localização geográfica (perto do setor W da FPTFA), são também visíveis em alguns cortes efetuados nos modelos (fig. 266);

- uma zona a Norte da depressão central, formada por um relevo (positivo) que se encontra subdividido em múltiplas elevações (e.g. fig. 258 B, 265);

- uma zona da bacia, a Oeste, mais aberta, na zona da falha principal (setor W), semelhante àquela que é atravessada pelo rio Vouga, para a plataforma litoral (Gomes, 2008);

- a orientação da falha do vale do rio Vouga (NE-SW) e a sua inclinação para SE.

No entanto, a Sul, a bacia real parece encontrar-se aberta, não apresentando um bloco simétrico e similar ao que se encontra a Norte, e que corresponde ao compartimento do Carvalho. Apenas esse compartimento bem como o do Soutelo que corresponde à zona central deprimida, parecem ter similares nos modelos.

Fizemos a justaposição do esquema da interpretação morfoestrutural da bacia de Valongo do Vouga (fig. 268) de Gomes *et al.* (2007), girando ligeiramente para Este e deformando a fotografia do modelo da bacia obtido na experiência C, para que ficasse com menor largura.

Esta justaposição apoia algumas das similaridades apontadas acima, sem no entanto, esquecer que alguns dos ângulos originais foram ligeiramente alterados devido à deformação da imagem.

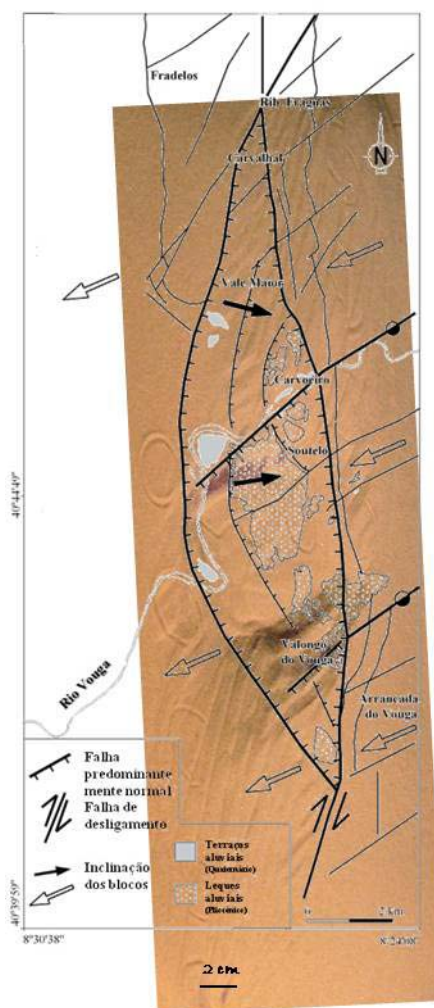


Fig. 268. Sobreposição da interpretação morfoestrutural adaptada de Gomes *et al.* (2007) ao modelo da experiência 3, depois de diminuída a largura da imagem.

Assim, como resposta ao problema inicialmente proposto:

- **terá a bacia a Norte da cidade de Águeda, característica(s) de bacia(s) de desligamento, decorrentes de uma movimentação direita da Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, por interação com as falhas de orientação predominante NE-SW, também elas ante-mesozoicas?**

tendo em conta os dados reunidos, e com base nos resultados obtidos, e apesar de o modelo não ser completamente análogo da bacia, é possível fazer algum paralelismo entre alguns aspetos desta e os obtidos no modelo, dentro de uma abordagem didática, através de um mecanismo que simula a movimentação

direita de uma falha de desligamento, com direção aproximada N-S e intersetada por falhas com direção predominante NE-SW.

Ressalva-se que estes modelos têm como principal objetivo a sua utilização para a compreensão da complexidade de ambientes transcorrentes, em geral, não se pretendendo, no entanto, que sejam modelos realmente análogos para modelar a evolução da bacia a Norte de Águeda, assumida por Gomes *et al.* (2008) como bacia de desligamento, apesar de ser possível a comparação com algumas das estruturas observadas na modelação.

A movimentação dos dois segmentos de falha principais (ZDP), herdados dos processos orogénicos pré-mesocenoicos, pode ter provocado a deformação da cobertura sedimentar de idade posterior, induzindo a formação de uma complexa rede de falhas (expressa nos modelos e visível em alguns afloramentos), e a individualização de vários blocos, levantados e abatidos, orientados predominantemente NE-SW, inclinados para SE. Os primeiros, na realidade dominam a Norte da zona deprimida, enquanto os segundos encontram-se confinados à zona deprimida. Essa segmentação da bacia em dois tipos de blocos, deprimidos e levantados parece assemelhar-se ao modelo de Einsele (que referimos no item 5.3.4., fig. 250).

Os rios principais (neste caso, o Caima e o Vouga) poderão ter sido condicionados pela atividade tectónica que, provavelmente, desde o Miocénico superior, terá atuado no interior da (micro) placa ibérica devido à compressão alpina, reativando as falhas tardi-variscas (*e.g.* Ribeiro, 2002). Processos semelhantes terão acontecido desde o mesmo período de tempo, associados também a falhas de desligamento com movimentação direita (Rodríguez-Pascua, 2012) ou com movimentação esquerda (De Vicente *et al.*, 2011) noutras regiões da Península.

A inexistência de uma zona elevada a Sul faz deduzir que a bacia terá tido uma evolução mais complexa, o que é de esperar numa região que terá sido afetada por vários ciclos de Wilson (Einsele, 1992), e por uma falha essencialmente de desligamento que tem tido movimentação por impulsos.

Às contingências no que diz respeito à não aplicação rigorosa das leis de escala, associa-se o facto de não termos feito variar fatores como erosão ou sedimentação sintectónica, como em outros trabalhos de modelação de sistemas de desligamento (*e.g.* Guerroué & Cobbold, 2006), que poderiam explicar algumas das similaridades que não existiram entre o modelo e a estrutura real. Para além disso, existem ainda incertezas, quer sobre os dados geométricos e cinemáticos da região, quer quanto ao conhecimento sobre a sucessão de eventos tectónicos associados ao ciclo alpino. Por fim, salienta-se que não foi objetivo desta parte da investigação, a construção de modelos científicos que conseguissem responder a questões concretas, mas apenas a construção de modelos didáticos de base científica que pudessem dar a entender a formação e evolução de uma bacia de desligamento, tendo por base alguns dados reais.

Os resultados obtidos, para além da discussão de modelos explicativos para as bacias que se circunscrevem à ZCPTFA de Albergaria-a-Velha a Coimbra (Gomes *et al.*, 2007; Dinis *et al.*, 2007), permitem

explicar a diversidade de falhas que se formam em ambiente transcorrente e associadas a bacias de desligamento. Outros modelos poderiam ser construídos nomeadamente com base no descrito por Einsele (1992), de modo a averiguar o grau de similaridade com a bacia a Norte de Águeda ou com outros exemplos reais de bacias de desligamento situadas no território português.

A modelação conseguida permitiu averiguar de forma bastante simplificada, algumas relações causa-efeito, e assegurar a sua reprodutibilidade, de modo a poder ser utilizada em contextos de Ensino formal e não formal para explicar a formação de bacias de desligamento e estruturas associadas.

Discutem-se em seguida, sucintamente, aplicações didáticas de modelos de desligamento.

7. Modelação análoga de ambientes transcorrentes no Ensino e Divulgação da Geologia

Como referido na introdução deste tema, os modelos análogos de processos transcorrentes não constituem geralmente sugestão nos programas e/ou nos manuais escolares do Ensino Básico e/ou Secundário. No entanto, as falhas desligantes são importantes para compreender diversos fenómenos em Geologia e reconstituir a história geológica de uma região, em geral, e da Geologia de Portugal, em particular, visto a sua evolução cenozoica ter sido controlada por alguns importantes sistemas de falhas deste tipo (e.g. PTFA, Manteigas-Vilariça-Bragança e Régua-Chaves-Verin). Pela complexidade a elas associada, julgamos que os modelos análogos podem trazer algum contributo para diversos níveis de ensino.

Começando pelos modelos mais simples, aplicáveis em qualquer nível de ensino, com duas placas, separadas por uma superfície plana muito inclinada, com movimento desligante entre si, cobertas por camadas de areia ou de argila molhada, pode-se evidenciar o conceito de falha de desligamento, a relação entre a causa (as forças) e o efeito, ou seja, as estruturas geradas. O movimento pode ser, até, só efetuado por uma das placas, como evidencia Steyer (2009) no equipamento que descreve. Só, posteriormente, se deve discutir as consequências dessas causas na superfície terrestre, introduzindo, por exemplo, o conceito de sismo.

Após consolidação do conhecimento científico é possível transferi-lo para as consequências que a formação e a movimentação das falhas têm para a humanidade e estruturas que constrói e que a suportam.

Estes modelos simples têm também a vantagem de evidenciar a formação sucessiva das diversas falhas associadas a regimes de desligamento, como uma simples *caixa de Riedel* (e.g. Liesa *et al.*, 1997). Aconselhável para o primeiro ano dos Cursos Superiores de Geociências, como refere e para demonstrações em Museus e Feiras de Ciências.

O modelo que utilizámos apesar de ser mais complexo é também mais completo do que uma simples caixa de Riedel, pois permite, a nosso ver, ser explorado em diversos contextos de aprendizagem e com diversos objetivos. Introduz a noção de movimento oblíquo em falhas e relaciona as falhas de desligamento com a formação de bacias de sedimentação associadas. Pode ser utilizado unicamente como modelo para evidenciar como se formam falhas de desligamento, no enquadramento da Geologia Estrutural, para os primeiros anos do Curso de Geologia, ou para dar a entender como se formam bacias tectonicamente controladas.

É uma forma simples de demonstrar que grande parte da subsidência e da formação de bacias é devida à tectónica, sendo que uma parte se deve à tectónica transcorrente, como é o caso. O conceito de bacia de sedimentação não faz parte dos programas do Ensino Básico e nem da disciplina de Geologia de 10º e 11º anos, (CN-3º ciclo e Geologia-Secundário), pelo que esta seria uma maneira de abordar as bacias

realçando o papel da tectónica. É importante também não esquecer o papel da movimentação ortogonal principalmente quando se trata de formação de bacias oceânicas.

Na abordagem de bacias de sedimentação no ensino formal, deve dar-se relevância à utilização de exemplos próximos dos alunos, assunto que retomaremos no cap. V. Para isso, as bacias associadas à FPTFA, ou outras associadas aos outros grandes sistemas de falhas do território continental português, apresentam-se como bons exemplos. A sua modelação, permite compreender processos que aparentemente podem parecer muito complexos a professores e alunos.

Para além da simples movimentação e produção de estruturas observadas em planta, a visualização das estruturas através dos cortes, depois de humedecido o modelo final, e sua relação com o que se observa em planta, poderá ser uma forma de desenvolver as “capacidades espaciais” (*spatial ability*), especificamente a visão 3D, muito importante para os geólogos e outros profissionais (*e.g.* arquitetos e engenheiros), não esquecendo a nossa própria sobrevivência. Por isso, aconselhável a todos os níveis, incluindo os primeiros anos de vários Cursos Superiores ou o final do Secundário em cursos de prosseguimento de estudos.

A aplicação da atividade de modelação numa turma do 12º ano levou-nos a outras conclusões que expomos no capítulo V.

Capítulo V

**Aplicação didática dos
modelos análogos
desenvolvidos**

Após o desenvolvimento de modelos análogos com base científica, para simular alguns dos episódios da evolução geodinâmica de Portugal, passou-se à investigação educacional. Procedeu-se à adaptação didática dos modelos, para dar respostas à questão-problema central e às subquestões formuladas para esta componente do estudo e, por fim, sugerir propostas didáticas com base nos resultados obtidos. Estas tiveram em conta as características de cada um dos modelos desenvolvidos bem como o enquadramento nos atuais programas do 3º ciclo do Ensino Básico e do Ensino Secundário, Curso Científico-Humanístico de Ciências e Tecnologias, deixando, contudo em aberto, futuras abordagens. A este propósito recordamos que a questão-problema central de toda a investigação, é a seguinte:

Como poderá a Experimentação Análoga simular processos geológicos decorridos em determinadas unidades de espaço e tempo do território português?

que nos remete para a aplicação dos modelos, considerando a simulação de fenómenos geológicos que decorreram ao longo de períodos da História Geológica do que é hoje o território continental português.

A principal finalidade desta vertente do estudo é a de contribuir para o recurso à modelação análoga no Ensino da Geologia no 3º Ciclo do Ensino Básico e no Ensino Secundário, como estratégia de ensino para a compreensão de processos geológicos que decorreram no território português.

A *didática*, nas palavras de Vergnaud (2008), “(...) estuda cada uma das etapas do ato de aprendizagem, colocando em evidência a importância do papel de quem ensina, como mediador entre o aluno e o saber...” (p. 273). Porém, é não só importante quem ensina mas tudo o que influencia o cumprimento das aprendizagens, como: o que o aluno já sabe (*e.g.* Novak & Gowin, 1996) devido a conhecimento estruturado que pode já ter (Ausubel *et al.*, 1980) e que tem que reconstruir (Giordan, 2007), as suas vivências ou conceções mais intuitivas (Vigotski, 1998; Bruner, 1998; Gardner, 2005), o grau de desenvolvimento relativo das suas diversas *inteligências* (Gardner, 2009), o contexto em que se desenrola a aprendizagem (Giordan, 2007; Orion, 2007) e as estratégias e materiais que podem sustentá-la (Vigotski, 1998; Bruner, 1998).

Assim, sem esquecer (ou não) todos os fatores referidos que possam influenciar as aprendizagens, o estudo teve como questão problema: averiguar se a modelação análoga enquanto estratégia de ensino e aprendizagem, se mostra eficiente, principalmente em contextos formais (sala de aula, laboratório), sem no entanto, pôr de parte a sua aplicação em contextos não formais (*e.g.* Museus e Clubes de Ciência) que, frequentemente, complementam o ensino formal.

Foi averiguada a eficiência dos modelos em casos múltiplos: uma turma de alunos do Ensino Secundário, de 11º em contexto de aprendizagem não formal (no CCV de Estremoz), que funcionou como

estudo prévio e, três turmas de 12.º ano em contexto formal, de acordo com uma perspetiva de ensino por investigação tendo em vista uma metodologia de aprendizagem baseada na resolução de problemas. Os estudos de caso múltiplos centrais foram assim três: Casos A1 e A2 e Caso B.

Descreve-se em seguida a metodologia de ensino e de aprendizagem implementada bem como os recursos educativos que serviram de suporte e que enquadraram e sustentaram o problema que se propôs para cada atividade de modelação. Posteriormente, descreve-se a metodologia de investigação educacional que foi seguida, bem como os resultados e conclusões parciais das diversas fases, finalizando com análises globais.

1. Metodologia de Ensino e de Aprendizagem implementada

Optou-se pela implementação do estudo em turmas do 12.º ano, e pela disciplina de Geologia (disciplina anual específica opcional), por várias razões. Esta disciplina não está sujeita a avaliação externa (exame final) pelo que permite dar ao professor e, neste caso, também aos investigadores, a liberdade e a disponibilidade necessárias para implementar projetos que vão para além das diretrizes programáticas, quer quanto aos conteúdos lecionados, quer relativamente a estratégias de aprendizagem inovadoras. Por outro lado, considerou-se que, *a priori*, alunos que frequentam o 12.º ano já possuem alguma autonomia e raciocínio científico que lhes permite desenvolver competências científicas tais como: investigar, discutir e resolver problemas científicos, neste caso, de geologia regional. Em terceiro lugar, o estudo da “geologia da região em que a escola se insere” é matéria do programa de Geologia do 12.º ano (Tema II; ME, 2004). No entanto, sugerimos que o referido estudo fosse não só feito na perspetiva tradicional, exclusivamente estratigráfica, como está implícito no programa, mas que mobilizasse os conhecimentos de Tectónica do Tema I do mesmo programa (ME, 2004).

Assim, a proposta de metodologia de ensino e de aprendizagem que colocámos aos professores foi a orientada para a investigação tendo como metodologia a da aprendizagem baseada na resolução de problemas. Neste estudo, partimos de um problema da geologia de uma região de Portugal, considerando a sua evolução geodinâmica e, incluindo, como estratégia principal, a modelação análoga. Este tipo de metodologia (aprendizagem baseada na resolução de problemas) é aconselhado pelos programas de Biologia e Geologia do Curso Científico-Humanístico de Ciências e Tecnologias do Ensino Secundário. É, também, recomendada por diretrizes internacionais, quer nos níveis Básico e Secundário de Ensino (*e.g.* Orange, 2005; Vasconcelos *et al.*, 2007) quer no Ensino Superior, facilitando abordagens holísticas em áreas como, por exemplo, a da Educação Médica (*e.g.* Rodríguez *et al.*, 2004). A resolução de problemas é também prática corrente das Geociências como referimos no capítulo I, pelo que se justifica a sua aplicação no

respetivo Ensino, em todos os níveis (do Básico ao Superior). A nível nacional, especialmente o programa de 12º ano de Geologia é centrado em temas que,

“(...) têm, como ponto de partida, uma situação-problema, com a qual se pretende: motivar os alunos para o estudo dos diversos assuntos, interessando-os pela sua realidade mais próxima; contextualizar os conceitos que se espera venham a ser adquiridos, encontrando um fio condutor que lhes dê unidade; - desenvolver formas de pensamento mais elaboradas; - corrigir eventuais erros que a mediação de determinados assuntos tem provocado.

A proposta de uma situação-problema concreta em nada impede os professores de escolher uma outra questão, ou várias questões, procurando, inclusivamente, temas da geologia regional do interesse próximo dos alunos. Deve, contudo, procurar-se uma abordagem coerente relativamente aos objectivos anteriormente expressos” (ME, 2004, p. 17).

Por outro lado, a modelação análoga é uma estratégia privilegiada pelo programa desde que “[...] realizada com precaução...” (ME, 2004, p. 19), ou seja, discutidas as suas limitações, para evitar, por exemplo, concepções alternativas.

Assim, para duas turmas (Casos A1 e A2) aplicou-se a modelação análoga da formação de um prisma acrecionário, como exemplo de ambiente convergente (Modelo A), enquanto para uma outra turma (Caso B) aplicou-se a modelação análoga da formação de uma bacia de desligamento, como exemplo de ambiente transcorrente (Modelo B).

Como referimos no cap. I, a investigação dos fenómenos e processos geológicos que decorreram ao longo da História da Terra é um processo complexo de resolução de problemas, cuja resposta não é imediata, situando-se frequentemente em domínios mal-estruturados (*e.g.* Jonassen, 1999), que exigem abordagens holísticas (*e.g.* Orion, 2007), *i.e.* o contributo ou a mobilização de conhecimentos de várias áreas de estudo numa perspetiva global, enfatizando as relações entre elas.

A resolução de problemas de cariz científico no quadro de um percurso investigativo que aplica metodologias que espelham as da própria Ciência (neste caso, da Geologia) permite que os alunos aprendam conteúdos de Ciência, como se faz Ciência e sobre a Ciência, sendo que, como refere Hodson (1994), a “prática da Ciência incorpora a aprendizagem da Ciência e a aprendizagem da natureza da Ciência”. Assim, mesmo que a prática ou, neste caso, a utilização da modelação análoga como estratégia, só por si, não seja suficiente para aprender sobre Ciência, optámos por integrá-la num percurso investigativo baseado na resolução de problemas.

A integração da resolução de problemas como metodologia de aprendizagem é tanto mais indispensável quanto mais elevado for o nível de ensino sem, no entanto, menosprezar os níveis mais baixos, lembrando que as abordagens podem, partindo do concreto, evoluir para conceitos progressivamente mais abstratos (Bruner, 1998).

Os problemas que propusemos às três professoras das turmas selecionadas para o estudo, estavam relacionados, em ambos os modelos, com a formação e deformação de estruturas (ao longo do tempo), à escala megascópica (da carta geológica) em ambientes tectónicos específicos: convergente e transcorrente. Exigiam assim o desenvolvimento dos três tipos de raciocínios principais utilizados em Geologia (*vide* cap. I), i.e. causais, temporais e espaciais.

O tipo de problema e de raciocínios que o mesmo exige, levou-nos a sugerir às professoras que orientassem os alunos de modo a iniciarem a investigação por tipos de questões que habitualmente emergem na investigação geológica (fig. 263). Esta intenção consta dos documentos “Aplicação Didáctica de um Modelo Análogo de um Prisma Acrecionário associado a uma Zona de Subducção para a resolução de um problema regional (Planificação das atividades)” [Anexo II] e “Aplicação didáctica de um modelo análogo da formação de uma bacia de *pull-apart* para a resolução de um problema regional (Planificação das atividades)” [Anexo III], entregues às professoras e referentes, respetivamente, aos modelos A e B.

Após colocado o problema em sala de aula, foi sugerido que o professor estimulasse os alunos a colocar novas questões. Algumas delas poderiam ser de resposta imediata, encontradas, num manual escolar como, por exemplo, “o que é a Zona Sul Portuguesa?” ou “que tipos de rochas lá existem?”. Outras questões, típicas da investigação em Geologia, deveriam surgir, em sequência ou paralelamente, como: “Quando?” e “Onde?” (*vide* fig. 269), de resposta não tão imediata, mas cuja solução pode ser encontrada rapidamente numa carta geológica. As outras duas questões, também típicas da investigação em Geologia são: “Como?” e “Porquê?”, para “[...] cuja resposta se exige revisitar teorias, construir ou reconstruir modelos mentais e concepções” (*vide* Anexo II), conduzindo ao estabelecimento de relações causa-efeito e à construção de explicações fundamentadas. Todas estas informações constam dos dois documentos de planificação das atividades, acima referidos, entregues aos professores, relativos aos modelos A e B (*vide* Anexos II e III).

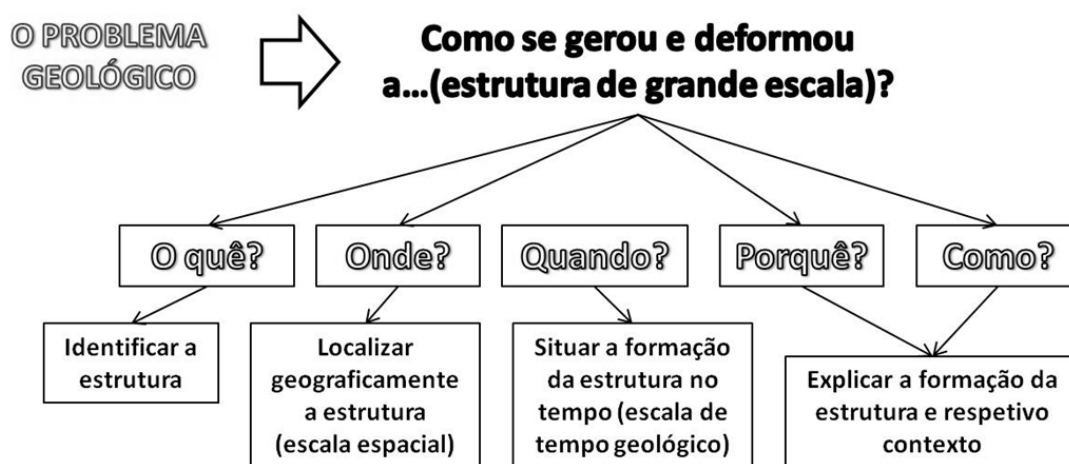


Fig. 269. Conjunto de questões comuns na investigação geológica e que devem nortear a resolução de problemas nas aprendizagens em Geologia. Em segundo plano, alguns objetivos para cada questão.

Sugeriu-se, assim, que o professor tivesse o papel de orientador da investigação, indicando ou fornecendo recursos educativos (e.g. textos e cartas geológicas) à medida que os alunos fossem discutindo o problema. Algumas orientações para o professor foram integradas nos documentos entregues previamente, acima referidos, nomeadamente que o número de aulas estipuladas para a discussão com base nos documentos fornecidos e noutros indicados pelo professor ficaria ao critério deste.

Como se encontra explícito nos mesmos documentos (Anexos II e III- “Aplicação didática...”), a última fase da resolução de problemas contemplava a atividade de modelação análoga (as saídas de campo acabaram por não se realizar), a única que não seria desenvolvida pelas professoras da turma, mas pelos investigadores (em uma aula de 90 minutos ou duas consecutivas de 90+45 minutos). Esta atividade não foi desenvolvida pelas professoras dado o nível de conhecimentos que exigia quer ao nível da Geologia, como dos inerentes à modelação análoga e aos modelos utilizados.

A testagem de um dos modelos (A) foi feita também em contexto de ensino não formal, no entanto, tratou-se apenas de um estudo prévio que serviu para simular uma situação didática desenvolvida, parte em ambiente formal, parte em ambiente não-formal, com o intuito de validar o questionário que aplicámos e estabelecer categorias de análise de resposta a uma das questões. A discussão prévia do problema (numa turma de 11º ano) foi feita em aula, enquanto no Centro Ciência Viva de Estremoz, para onde os mesmos alunos se deslocaram, foi realizada a atividade de modelação análoga, como descreveremos mais adiante.

Em termos conceptuais, a resolução de um problema de geologia regional respeitante à formação de uma estrutura geológica, exigia partir do particular, situando o objeto no espaço e no tempo. Para além disso, ou inerente a esse processo, estaria a construção e/ou mobilização dos denominados conceitos estruturantes referidos no cap. I, que permitem caracterizar e compreender os fenómenos e processos geológicos. A seguir, os alunos passariam para o geral, tentando encontrar explicações para a formação da estrutura proposta (num caso, um prisma acrecionário de uma cadeia de montanhas, no outro uma bacia de sedimentação com controlo tectónico), recorrendo aos documentos fornecidos, para posteriormente se centrarem, de novo, no objeto em causa, por meio da modelação análoga.

Como suporte à investigação que se pretendia que os alunos desenvolvessem, nas situações de ensino formal, foram fornecidos documentos (consultáveis nos Anexos II e III), que a seguir se enumeram, bem como Cartas Geológicas de Portugal em diversas escalas.

Para o problema sobre a formação da ZSP (A), respeitante a um ambiente convergente (Anexo II) produziram-se três documentos: **Doc. I** - *Da contração da Terra ao ciclo de Wilson: um caldeirão de ideias!*, **Doc. II** - *Turbiditos* e o **Doc. III** - *Os Modelos não são a realidade mas ajudam muito...!*

O Doc. I, tal como se explica na planificação das atividades (Anexo II) resume a evolução das ideias enquadradas pelas diversas teorias que foram surgindo desde o século XIX, para explicar a formação de montanhas, até à atualidade no contexto da Teoria da Tectónica de Placas e do Modelo dos Ciclos de Wilson.

O Doc. II explica o que são turbiditos e interturbiditos, onde se formam e qual a sua relação com os prismas acrecionários. A matéria deste documento não faz parte dos conteúdos do programa do 12º ano. O Doc. III versa sobre os modelos e a modelação análoga e foi também aplicado na resolução do segundo problema: a formação da bacia a Norte de Águeda (Anexo III). Para este segundo problema (B), respeitante a um ambiente transcorrente, para além do Doc. III (apenas com uma pequena alteração relativamente ao aplicado no primeiro problema), foram produzidos mais cinco documentos (Anexo III) com os títulos respetivos: **Doc. I** - *A Zona de Cisalhamento PTFA: uma longa história geológica*, **Doc. II** - *Origens das bacias de sedimentação*, **Doc. IV** - *Relevo e estruturas principais da região de Albergaria-a-Velha/Águeda*, **Doc. V** - *Geologia da Região de Albergaria-a-Velha/Águeda*, **Doc. VI** - *Simbologia da ZCPTFA (geométrica e cinemática)*.

Tal como consta da planificação das atividades, o Doc. I relata a história da Falha/Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo desde o Neoproterozoico até à atualidade, o Doc. II define e descreve as várias bacias de sedimentação associadas aos três contextos tectónicos. Os Doc. IV e V contêm mapas relativos às estruturas e à Geologia da região da bacia a Norte de Águeda e, finalmente, o Doc. VI representa a simbologia utilizada em Cartografia e Geologia Estrutural para representar as diversas estruturas associadas a uma zona de cisalhamento com movimentação de desligamento e extensão.

Para além destes documentos, foram disponibilizadas: *i)* cartas geológicas de Portugal nas escalas de 1: 1 000 000 (LNEG- LGM, 2010), 1: 500 000 (Oliveira & Pereira, 1992) e 1: 200 000, as folhas 7 (Oliveira, 1984) e 8 (Oliveira, 1992), para a resolução do problema sobre a ZSP (modelo A); *ii)* apenas a carta geológica de Portugal na escala de 1: 1 000 000 para a resolução do problema sobre a Bacia a Norte de Águeda (modelo B).

Nas aulas da atividade de modelação análoga, quer para a resolução do problema A (Anexo II), quer para a resolução do problema B (Anexo III), ainda fez parte da exposição interativa que realizámos, uma apresentação em *PowerPoint®*, para consolidar e discutir os conhecimentos supostamente adquiridos.

2. Caraterização da investigação educacional

Descritas as metodologias de ensino e de aprendizagem implementadas bem como os recursos educativos que foram fornecidos aos alunos, passamos a descrever a metodologia de investigação de carácter educacional. A investigação baseou-se em *estudos de caso múltiplos*, de acordo com a terminologia adotada por Ponte (2006; p. 16), e recorreu a técnicas de recolha de dados qualitativas e quantitativas como a observação e o inquérito por questionário. Para a análise dos resultados recorreu-se, essencialmente, à estatística descritiva e à análise de conteúdo.

Se bem que o objetivo principal da investigação fosse averiguar a eficiência da modelação análoga em contextos de aprendizagem formal e não formal, acabámos por realizar apenas um estudo prévio em ambiente não formal (no CCV de Estremoz), enquanto os estudos principais (Casos A1, A2 e B) foram implementados em ambiente formal (de sala de aula) dada a importância de extrair ilações que pudessem ter alguma contribuição para o atual sistema de ensino.

A escolha de algumas escolas localizadas próximo da zona em estudo com a qual o problema se relaciona, prende-se com a ideia de que a proximidade do problema ao quotidiano estimula a motivação, sendo esta facilitadora das aprendizagens. Diversos autores têm defendido que a *aprendizagem em contexto* promove a construção do conhecimento e o desenvolvimento de capacidades (e.g. Orion, 2007). Outros autores, no princípio da década de 90 do século XX, denominaram como de aprendizagem situada (“situated learning”) a que inclui atividades que envolvem estratégias que são executadas em contextos e ambientes físicos e sociais específicos (Lave & Wenger, 2003). Este modelo de aprendizagem foi especificamente aplicado na educação de adultos e na resolução de problemas. Porém, foi também sugerida a aplicação a estudantes em idade escolar para aumentar a motivação para as aprendizagens (Lave & Wenger, 2003; Evans, 2004). A ênfase dada em termos de aprendizagem significativa, ao ambiente natural ou social, que rodeia crianças e jovens, fonte primária de curiosidade, é todavia um assunto antigo, destacada, em primeira mão, por Rousseau e Dewey (Orion, 2003). Em suma, quando é deliberadamente assumido um determinado cenário ou contexto, próximo dos alunos para o que se pretende aprender, há fortes probabilidades de haver sucesso nas aprendizagens, sejam em que nível e contexto de ensino.

Pelas razões que a seguir passamos a explicar, optámos por um estudo de natureza predominantemente qualitativa, se bem que utilizando técnicas de recolha de dados e de análise de resultados comuns a ambas as metodologias (qualitativa e quantitativa).

O estudo foi implementado em turmas de Geologia do 12º ano, sendo que esta disciplina não é lecionada em todas as escolas, pois é uma disciplina (anual) de opção. Para além disso, tratava-se de implementar uma metodologia baseada na resolução de um problema de geologia regional, o que nos levou à seleção de algumas amostras que estivessem próximas do problema. A estas duas razões acresce a falta de disponibilidade financeira, de materiais e de tempo por parte dos investigadores, para aplicar o estudo num maior número de turmas. Assim, se considerarmos a amostragem, a técnica foi não casual e dentro desta, de conveniência (Hill & Hill, 2008). As turmas foram escolhidas ou por se encontrarem perto do problema em estudo, ou por conhecimento prévio da professora ou ainda por ambas as situações.

Por outro lado, tratando-se de um assunto pouco ou nada estudado, i.e., o conhecimento da influência da modelação análoga no ensino e nas aprendizagens, torna-se necessária a produção de teoria sobre o mesmo, mesmo que se restrinja a meras indicações. Assim sendo e como já referido, optámos pela *investigação com estudos de caso múltiplos* (Stake, 2012). O estudo de caso tem como principais

características: o decorrer no ambiente “natural”, ter como principal objetivo o aprofundamento do conhecimento em uma determinada área e levar à construção de teorias ou testar conceitos teóricos e relações entre os mesmos (e.g. Yin, 2010). Estes vão de encontro aos objetivos desta investigação.

Para esta metodologia de investigação (estudos de caso), a literatura aconselha a formulação de questões de investigação (e.g. Yin, 2010; Stake, 2006). Assim, a partir da questão-problema enunciada: *Como poderá a Experimentação Análoga simular processos geológicos decorridos em determinadas unidades de espaço e de tempo (do território português)?*, derivaram **questões** orientadoras da investigação, para averiguar a eficiência de atividades de modelação análoga que simulem fenómenos da Geologia de Portugal, e que foram as seguintes:

1- A modelação análoga (através dos modelos testados) promove a compreensão de alguns conceitos estruturantes da Geologia que, simultaneamente, caracterizam os fenómenos naturais (Dinâmica, Ciclicidade, Evolução, Tempo, Espaço, Complementaridade)? E se sim, quais?

2- A modelação análoga (através dos modelos testados) promove a resolução de um problema específico da Geologia de Portugal? E se sim, consegue fazê-lo através da reconceptualização dos modelos mentais sobre o fenómeno simulado?

A partir destas questões, a metodologia aplicada, teve como **objetivos gerais**:

1- Averiguar a influência da modelação em causa no domínio dos conceitos estruturantes da Geologia, que definimos nesta investigação (cap. I).

2- Averiguar a influência da modelação análoga em causa na capacidade de resolução dos problemas de carácter científico (e na inerente reconstrução dos modelos mentais), relacionados com a evolução da geodinâmica de Portugal continental.

Não é, assim, objetivo desta investigação (educacional) estabelecer relações causa-efeito mas tão só averiguar se a modelação análoga facilita a construção de conhecimento científico atualizado em torno de conceitos estruturantes e, por via da aprendizagem baseada na resolução de problemas de geologia regional. Nunca é demais voltar a realçar que os modelos não funcionam por si, mas apenas como parte integrante e relevante de uma metodologia de ensino e de aprendizagem, que aqui já expusemos. Assim, de acordo com Stake (2012, p. 53), “[...] procuram-se mais acontecimentos do que causas” e privilegia-se a compreensão de relações entre a modelação análoga e a construção do conhecimento, característica que é própria da investigação qualitativa, mais que da quantitativa.

Embora o estudo de caso seja visto tradicionalmente como um tipo de investigação qualitativa (e.g. Bogdan & Biklen, 1994; Stake, 2012), sendo reconhecido como uma das muitas variedades de opções de natureza qualitativa (Yin, 2010), pode usar métodos quantitativos. Deste modo, pode beneficiar das vantagens dos dois métodos, e fornecer dados mais consistentes. Além disso, não é obrigatório que os estudos de caso incluam a evidência observacional, direta e detalhadamente marcada pelas outras formas de pesquisa qualitativa (*ibidem*, p. 41). A utilização de métodos dos dois tipos, qualitativos e quantitativos,

enriquece os dados, aprofundando o conhecimento, permitindo uma melhor compreensão dos fenómenos. Cada tipo de método revela diferentes aspetos da realidade, tornando a investigação mais rica, principalmente quando esta tem mais do que um objetivo (Reichardt & Cook, 1986).

Outra característica da investigação através do estudo de caso é o facto de não ser uma investigação por amostragem aleatória (Stake, 2012), pelo que os resultados não podem ser estaticamente generalizados. O tipo de amostragem (por conveniência) que referimos inicialmente apenas fornece indicadores. Como não são unidades de amostragem aleatória, os casos não são escolhidos para fazer generalizações estatísticas (Yin, 2010). O verdadeiro objetivo do estudo de caso é a particularização e não a generalização. A ênfase é colocada na singularidade para que se compreenda o caso em si (Stake, 2012).

Os estudos de caso podem, no entanto, incluir casos múltiplos, em que um conjunto de conclusões que cruzem os diversos casos (*cross-case* no original, casos cruzados em português) seja generalizável a outros casos semelhantes (Yin, 2010; p. 42). Estes *estudos de caso múltiplos* incluem dois ou mais assuntos ou ambientes. Podem começar por um caso único, cujos resultados poderão constituir o início de um conjunto de estudos. Os estudos de caso múltiplos podem também ter caráter comparativo ou contrastante. Os estudos de caso que se seguem ao primeiro podem permitir, ou não, a generalização (Bogdan & Biklen, 1994). Assim, um segundo caso pode dar mais significado ao primeiro, podendo melhorar a sua compreensão, desde que consista numa recolha de dados em locais e ambientes adicionais “ [...] com presença ou ausência de algumas características particulares do estudo original” (*ibidem*, p. 97). Deste modo, numa investigação de casos múltiplos, um caso simples passa a ter interesse por pertencer a uma particular coleção de casos (Stake, 2006). Para este autor, os casos múltiplos pertencem a um grupo ou conjunto de exemplos de um fenómeno, um programa ou uma condição que ele designa como *quintain*, uma espécie de chapéu-de-chuva para todos os casos (*ibidem*, p. 6). Estudam-se vários casos simples para compreender a envolvimento (“chapéu-de-chuva”) do assunto.

Na presente investigação, o assunto que importa estudar é a modelação análoga enquanto estratégia de ensino e de aprendizagem no contexto de uma metodologia integrada numa perspetiva de ensino por investigação: a metodologia da aprendizagem baseada na resolução de problemas. O assunto englobou vários casos que adiante serão descritos.

A investigação foi orientada de acordo com as questões de investigação e com as atividades de modelação análoga cuja eficiência se pretendia averiguar. A comparação e o contraste entre os três casos, relativamente a características dos intervenientes e a resultados indicadores de resposta às questões de investigação, permitiram formular algumas generalizações relativamente a casos semelhantes e inferir alguns padrões repetitivos ou desviantes.

2.1. Validade e seleção dos casos

Em investigações de carácter social, principalmente, em que prevalece a vertente qualitativa, os investigadores lidam com situações que contêm uma grande carga de subjetividade, pois recolhem dados muitas vezes a partir dos sentidos e das emoções: do que ouvem, do que veem, do que sentem. Para dar credibilidade aos dados recolhidos e ter a certeza que quem lê vai interpretar os dados da mesma maneira, é necessário fazer triangulação (Stake, 2006). Três fontes de dados, três metodologias diferentes ou três investigadores distintos poderão originar três análises diferentes do mesmo fenómeno de modo a apoiar asserções e/ou a encontrar incoerências no processo investigativo (Stake, 2006; 2012). Diferentes perspetivas aumentam a consistência das interpretações do investigador, fornecendo maior validade à investigação. Múltiplas fontes ou instrumentos de recolha de dados permitem investigar vários aspetos em relação ao mesmo fenómeno (Yin, 2010) e, em simultâneo, reforçar a validade do estudo.

Para que se consiga algum contributo de uns casos para os outros, no que diz respeito às situações e aos programas, Stake (2006, p. 22) aconselha a que se ponham em prática entre 4 a 10, no entanto, refere mais à frente, que muitos estudos de caso múltiplos incluem um número inferior a 4, apresentando boas razões para a justificação do mesmo.

No caso desta investigação, a opção pela realização de um número de três estudos de caso principais decorreu da necessidade prévia de os modelos serem aferidos e adaptados para aplicação didática e do desenvolvimento cuidadoso dos recursos educativos que integraram a proposta metodológica, tarefas morosas e dispendiosas.

Para a primeira atividade de modelação que simula a formação do prisma acrecionário da ZSP (modelo A), a escolha dos casos, A1 e A2 (fig. 270), foi feita recorrendo a contactos pessoais, às professoras que viriam a confirmar a sua disponibilidade para colaborar no plano de atividades que sugerimos. Um desses casos, foi também escolhido pelo facto de a escola estar próxima do contexto do problema a resolver, ou seja, o caso A1.

O terceiro caso, caso B (fig. 270) serviu para testar o modelo da simulação da formação e/ou deformação da bacia a Norte da cidade de Águeda (modelo B). A escola situada na região, foi escolhida através de pesquisa, na Internet, entre as escolas com 12º ano na zona Centro-Norte do país, e do contacto por correio electrónico, primeiro com o Diretor da escola e depois com a professora que lecionava a disciplina.

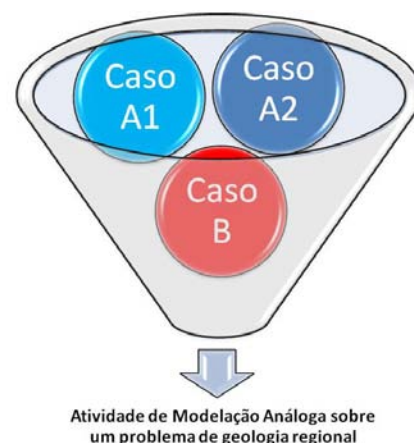


Fig. 270. Esquema do estudo de casos múltiplos. A atividade de modelação análoga é o assunto estudado através dos casos A1, A2 e B. Os casos A (1 e 2) dizem respeito à modelação da ZSP, enquanto o caso B versa a modelação da bacia a Norte de Águeda.

Os dois primeiros casos, A1 e A2 (fig. 270) foram comparados e contrastados, e das interpretações foram retiradas algumas ilações para o 3º caso (B) que resultaram em: *i)* modificações dos critérios de construção e de escolha dos materiais (textos e cartas) consultados antes da atividade de modelação análoga; *ii)* adaptações de alguns itens do questionário aplicado; *iii)* aplicação do modelo numa escola próxima do problema de geologia regional proposto. Foi mantido o desenho dos estudos (A1 e A2) de que adiante daremos conta.

2.2. Papel da investigadora e desenho do estudo

Nesta investigação pretendeu-se averiguar a eficiência de uma estratégia didática inovadora, em que a investigadora teve um papel participante (ou no mínimo, semi-participante), porque é ela que enquadra, elabora e semi-executa as atividades (Feig, 2011), pondo em prática, por completo, a atividade principal em conjunto com um (nos casos A2 e B) ou dois investigadores (no caso A1).

Segundo o autor referido (*ibidem*), um investigador-participante trabalha na sua própria aula com a intenção de utilizar a investigação para melhorar as suas práticas. Na nossa situação, porque não tínhamos turmas atribuídas, recorreremos a outras, sendo que, em última análise o intuito é o mesmo, ou seja, melhorar as práticas dos professores, em geral, bem como sugerir algumas alterações nos *curricula* em termos de conteúdos e de estratégias a desenvolver. Assim, a nossa intervenção não foi completamente participante por termos considerado que não seria benéfico assistirmos às aulas em que os materiais (textos e cartas) fossem explorados, pois os alunos estariam mais à vontade se a aula fosse orientada pelos professores respetivos e sem a assistência de elementos desconhecidos. Ao mesmo tempo, demos às professoras a autonomia necessária para despoletar o problema e levantar questões. Assim, uns e outros ficaram mais à-vontade pois também para os professores pode constituir fator de desconforto ter alguém a observá-los (Bogdan & Biklen, 1994). Porém, assumimos o nosso papel enquanto investigadores na aula de modelação análoga perante as turmas. Pelas razões apontadas, considerámo-nos como investigadora, pelo menos, semi-participante. A limitação por termos assumido este papel foi alguma perda de informação relativa à implementação do estudo nas aulas orientadas pelas professoras.

A formação dos docentes, relativa quer à metodologia de ensino e aprendizagem a implementar quer aos conteúdos científicos e respeitantes à modelação análoga, foi realizada previamente pela investigadora. Reunimos com cada professora e estabelecemos vários contactos por diversas vezes, sempre que manifestaram interesse, por correio electrónico e telefone, de modo a esclarecer dúvidas sobre os conteúdos científicos e sobre a metodologia de ensino e aprendizagem a implementar.

Como já referimos, cada caso envolveu uma turma de 12º ano, que tinha como opção a disciplina de Geologia. Em cada um dos casos, a investigação decorreu, numa primeira fase, durante um número de aulas em que os alunos discutiram o problema com a professora, com base nos documentos fornecidos. O número de aulas destinado a esta fase ficou ao critério de cada professora (*vide* quadro 21) e variou entre três aulas de 90 minutos e 2 aulas de 90 minutos mais uma de 45 minutos.

A segunda fase foi constituída por uma aula em que se simulou o fenómeno em estudo através de modelação análoga. Esta aula foi orientada pelos investigadores (a autora da investigação e o Prof. Paulo Fonseca) e teve: *i)* uma primeira parte em que se tentou sistematizar os assuntos anteriormente estudados, bem como averiguar o grau de adesão dos alunos ao problema proposto; *ii)* uma segunda parte que versou sobre a reologia dos materiais utilizados em modelação análoga, mas que teve, como atividade principal, a modelação análoga do fenómeno em estudo.

A recolha de dados foi feita essencialmente a partir de três instrumentos: as notas que a investigadora foi adquirindo durante o contacto prévio com as professoras e após a aula da atividade de modelação análoga, o relatório orientado preenchido pelas professoras após a aula de atividade de modelação análoga e os questionários preenchidos pelos alunos antes (pré teste) e após (pós-teste) a aula da atividade de modelação análoga (*vide* quadro 21).

Quadro 21. Desenho do estudo (por caso): atividades, momentos e instrumentos de recolha de dados.

Atividades	Nº de aulas	Instrumentos de recolha de dados
1 Análise e discussão de documentos (textos e cartas geológicas)	Ao critério da(s) professora(s) (duração variável entre 225 e 270 min)	Questionário preenchido pelos alunos (<i>pré-teste</i>).
		Notas da investigadora sobre contactos com as professoras (em presença, telefónicos e por <i>email</i>).
2 Atividade de modelação análoga	1 (duração variável entre 90 e 135 minutos)	Notas da investigadora, obtidas <i>a posteriori</i> .
		Relatório orientado preenchido pela professora <i>a posteriori</i> .
		Questionário preenchido pelos alunos (<i>pós-teste</i>).

3. Instrumentos de recolha de dados

As notas da investigadora incluíram: apontamentos adquiridos aquando dos contactos presenciais com as três professoras e dos contactos telefónicos com duas delas, bem como os múltiplos emails trocados com as três professoras, antes e depois das aulas de discussão do problema e da modelação análoga.

O relatório orientado preenchido pelas professoras permitiu também obter informação sobre a implementação das atividades 1 (quadro 21) decorridas antes da aula de modelação análoga, bem como perceber o impacto que esta atividade teve sobre os alunos, através da percepção das professoras. Por último, este instrumento também foi importante para caracterizar as professoras como profissionais.

Relatório e notas da investigadora são fontes de dados qualitativos, enquanto o questionário que aplicámos permitiu fazer análise quantitativa e de conteúdo, que pode ou não ser quantitativa (Vala, 1999), mas que no nosso estudo foi essencialmente qualitativa. Para além disso, o questionário, que é um instrumento de recolha de dados dentro das técnicas por inquérito, apresenta outras vantagens. O questionário é um instrumento de recolha de dados e de avaliação de conhecimentos que as torna sistemáticas e objetivas, agilizando a sua análise (*e.g.* Bell, 1997) e, permitindo, quando necessário, a quantificação, principalmente para respostas fechadas. Possibilita, assim, quer a aplicação de métodos de análise qualitativos quer quantitativos. Em qualquer dos casos exige um cuidado minucioso na escolha e aferição das questões, principalmente quando estas são de resposta fechada. Ainda possibilita a não exigência de interação presencial entre investigador e inquiridos (Carmo & Ferreira, 2008), sendo aconselhado quando se pretende conhecer atitudes, opiniões ou conhecimentos, que raramente se exprimem de forma espontânea (Ghiglione & Matalon, 1997).

3.1. O questionário

O questionário, cujo Enquadramento e Organização final (para a aplicação do modelo A) podem ser consultados no Anexo IV, foi elaborado com duas versões (também consultáveis no Anexo IV), a V1 para aplicação antes da atividade de modelação análoga (*pré-teste*) e, a V2, no essencial, semelhante à V1, para aplicação após a mesma atividade (*pós-teste*), de modo a comparar resultados e averiguar a influência da atividade nas aprendizagens dos alunos.

3.1.1. Elaboração do questionário

Face aos outros instrumentos de recolha de dados, o questionário foi importante para avaliar de forma objetiva e sistemática os conhecimentos dos alunos, nomeadamente em relação aos conceitos estruturantes (objetivo 1 da investigação) e à capacidade de resolução do problema de geologia regional (objetivo 2 da investigação).

O questionário foi constituído por três partes (*vide* Enquadramento e Organização do Questionário no Anexo IV). A primeira, com questões fechadas, tinha o objetivo de identificar cada inquirido para caracterizar o “caso turma” quanto: *i*) à sua biografia (idade, sexo, local de residência); *ii*) à motivação para a inscrição na disciplina (opção própria ou outra razão); *iii*) à sua relação com a experimentação (trabalho experimental). Três questões visaram caracterizar a relação dos alunos com o trabalho experimental (em geral, sem particularizar a modelação análoga), de modo a percebermos se estavam habituados a realizá-lo, se gostavam de realizá-lo e, de que modo costumavam realizá-lo (modelo de ensino subjacente).

A segunda parte do questionário enquadra-se no objetivo da investigação 1 (Averiguar a influência da modelação em causa no domínio de conceitos estruturantes da Geologia). O tipo de questões é de resposta fechada, de modo a objetivar as respostas, por serem de mais fácil tratamento e permitirem uma maior clareza na interpretação (Moreira, 2009), bem como de facilitarem a quantificação. Para além destes argumentos, considerámos ainda que, para averiguar o domínio e compreensão de todos os conceitos estruturantes considerados, seria mais adequado este tipo de questões, principalmente quando aplicado a jovens que, ainda, possuem pouca maturidade, revelando insegurança em responder a questões que envolvam conhecimentos conceptuais.

Assim, os itens desta parte do questionário: 4- A, B, C e D (*vide* Enquadramento e Organização do Questionário no Anexo IV), foram constituídos por duas versões da mesma pergunta, na realidade pares de afirmações com valor lógico oposto de modo a assegurar (ou, pelo menos, a garantir uma) maior consistência interna das respostas, ou seja, a fiabilidade das perguntas (*e.g.* Hill & Hill, 2008). Teve-se o cuidado de usar palavras diferentes em cada afirmação do mesmo par para disfarçar a similaridade do conteúdo. Os pares de afirmações foram separados e misturados aleatoriamente na segunda versão do questionário para evitar a memorização das respostas dada a proximidade temporal com que o teste foi aplicado, cerca de uma semana, intervalo de tempo que se encontra dentro do que é aconselhável (Moreira, 2009).

A terceira parte do questionário enquadra-se no objetivo de investigação 2 (Averiguar a influência da modelação análoga em causa na capacidade de resolução de problemas), logo na inerente reconstrução dos modelos mentais. Para tal, construímos duas questões de resposta aberta (5.1. e 6.1.) e uma de resposta fechada (6.2.). As questões de resposta aberta possibilitam que o inquirido expresse as suas ideias e conceções, permitindo inferir os modelos mentais que possuíam, utilizaram e reconstruíram para resolver os problemas propostos, no caso da questão 6.1. (*Aponta as semelhanças e as diferenças, que pensas existirem, entre o modelo e o que se terá passado...*). Permitem igualmente alicerçar as inferências efetuadas nas relações análogas que o indivíduo estabelece entre o modelo e o fenómeno simulado, no caso da questão 5.1. (*Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes como se terá formado a ...*). Por fim, a questão fechada 6.2. (*Consideras que com este modelo ficaste, relativamente a este assunto: ...*) permite averiguar a

perceção do aluno acerca do contributo que o modelo pode ter desempenhado para a compreensão do fenómeno simulado.

Para além do Enquadramento e Organização do Questionário na sua versão final, podem também ser consultadas no Anexo IV, as versões V1 e V2 do questionário. Estes documentos resultaram da introdução das alterações sugeridas após validação de conteúdo e forma, que adiante pormenorizaremos.

A V2 do questionário diferiu da V1 (*vide* em Anexo IV) nos seguintes aspetos, pelas respetivas razões: *i)* caracterização da amostra (parte I do questionário) para a qual bastava a resposta à V1, pelo que foi retirada da versão referida; *ii)* a posição dos pares de afirmações dos itens (4) de resposta fechada foi modificada para evitar que os alunos memorizassem as respostas, dada a proximidade de aplicação das duas versões, *iii)* e as questões que não se justificavam na V1, pelo facto de os alunos ainda não terem tido contacto com o modelo, por isso não constam dessa versão.

É, ainda, de realçar que os questionários foram inicialmente traçados para aplicação aos casos em que se testou o modelo convergente (modelo A), sofrendo posteriormente adaptações para o modelo B, aspeto que adiante esmiuçaremos.

3.1.2. Validação do questionário por especialistas

O questionário inicial que designámos por “Questionário Tipo”, acompanhado do documento Enquadramento e Organização do Questionário (*vide* Anexo V), foi submetido à análise de um painel de quatro especialistas: dois em Geologia e dois em Didática das Ciências, todos professores universitários com reconhecido currículo nas suas áreas. Foi-lhes solicitada uma análise objetiva do questionário e da forma como foi construído, de modo a assegurar a sua validade. Quando solicitámos (por email) ao painel de especialistas, a análise crítica do questionário, ressaltámos que seria respondido por alunos do 12º ano e que testava conhecimentos básicos, estruturantes da Geologia como o *Tempo* ou o *Espaço* e, conhecimentos mais complexos relacionados com a resolução de um problema científico específico (no primeiro caso, a formação da Zona Sul Portuguesa). Pedimos que fossem críticos, principalmente, em relação: *i)* ao rigor científico e da expressão escrita (clareza do texto); *ii)* à coerência do questionário, em geral, e das questões: relação entre o conteúdo e os objetivos da investigação e das questões e, ainda, relação entre os objetivos gerais e específicos no caso das questões 4 e 5; *iii)* e tudo o resto que considerassem pertinente. Em resposta obtivemos, por parte dos quatro especialistas, críticas quanto à forma, predominantemente metodológicas, e críticas relativas ao conteúdo científico e à expressão escrita.

As principais críticas metodológicas, feitas por um dos especialistas, levaram-nos a que nas questões 4: *i)* substituíssemos a escala de 3 parâmetros, sim, não e não sei, por uma escala graduada do tipo *Likert*

com 5 parâmetros: Concordo totalmente, Concordo, Não tenho opinião, Discordo e Discordo totalmente; possibilitando uma maior diferenciação nas respostas e uma quantificação mais extrema para uma obtenção de resultados melhor distribuídos; *ii*) acrescentássemos mais questões por objetivo; *iii*) “disfarçássemos”, modificando ligeiramente a construção das frases seguidas com valor lógico oposto. A utilização de uma escala graduada é também uma forma de testar o grau de confiança que o inquirido tem na sua resposta, bem como a sua atitude face aos conteúdos dos itens.

No Enquadramento e Organização do Questionário corrigiu-se o texto referente a alguns objetivos, cuja redação levantou dúvidas a três dos especialistas e substituiu-se o termo “Sistema”, referente a um dos conceitos estruturantes, pelo termo “Complementaridade” por sugestão de um dos especialistas. No questionário corrigiu-se também a redação de algumas afirmações por sugestão igualmente dos especialistas da área da Geologia (*vide* Anexos IV e V).

Ainda relativamente às versões do questionário (aplicadas em momentos diferentes), tendo assumido no princípio da investigação que existiriam três, em que a última das quais seria aplicada após a saída de campo, deixou a mesma de fazer sentido quando a realização da saída de campo para o caso A1 ficou anulada.

3.1.3. Validação do questionário em estudos-piloto

Com o propósito de aferir a inteligibilidade das questões, após as correções ao questionário decorridas dos comentários dos especialistas, submetemo-lo a uma amostra em tudo semelhante às dos casos que fizeram parte dos estudos principais; uma turma de 12.º ano de Geologia (de uma escola situada na zona da Grande Lisboa), constituída por 19 alunos com média de idades de 17,5 anos. Pediu-se à professora, que aplicou o questionário, a sinalização das questões que levantaram dúvidas de interpretação.

Foi realizado outro estudo prévio no Centro Ciência Viva (CCV) de Estremoz, com uma amostra constituída por alunos de 11.º ano ($n = 23$, média de idades de 16,9 anos) que frequentavam a disciplina de Biologia e Geologia do Curso de Ciências e Tecnologias numa escola secundária situada na Grande Lisboa, no mesmo ano letivo, 2010-2011, e que se deslocou em visita de estudo a esse CCV. O estudo teve não só o intuito de validar o questionário, mas permitiu, igualmente, o estabelecimento de categorias de análise de resposta à questão 5.1.

Das dificuldades reveladas pelos dois grupos de alunos nas respostas ao questionário e indicadas pelas respetivas professoras resultaram modificações de redação em algumas questões.

Após a aplicação do questionário aos casos A (A1 e A2), para que no caso B, respondesse aos mesmos objetivos previamente formulados, e continuasse válido, e dado que o problema de geologia regional proposto era diferente, efetuaram-se algumas adaptações.

3.1.4. Adaptações para aplicação do questionário ao caso B (modelo transcorrente)

Com efeito, a aplicação de questionários semelhantes ao descrito, em diversos contextos e ocasiões de aprendizagem, como os que se encontram reportados em Bolacha *et al.* (2009) e em Deus *et al.* (2011), tem-nos levado à introdução de adaptações diversas. Os principais objetivos dessas adaptações foram: *i)* aperfeiçoar o conteúdo das afirmações para que o mesmo seja inteligível por diversos públicos-alvo, ou para um determinado público, consoante se trate de ensino ou de divulgação, avaliando efetivamente os objetivos pretendidos, *ii)* adaptar o questionário aos diferentes modelos análogos que se pretende testar. Mais uma vez foi o que fizemos. Neste caso, as adaptações pretenderam melhorar a relação entre o conteúdo de conjuntos de afirmações e o que pretendiam avaliar (*vide* quadros 22 e 23), e adaptar o questionário à aplicação do modelo B (ambiente transcorrente).

Quadro 22. Aperfeiçoamento das afirmações do item 4A, g) e h).

Questionário para o modelo convergente (ZSP)	Questionário para o modelo transcorrente (Bacia a Norte de Águeda)
g) A ilha da Madeira pode aumentar ou diminuir ao longo do tempo.	g) O tamanho de uma ilha pode aumentar ou diminuir ao longo do tempo.
h) A extensão da ilha da Madeira tem-se mantido sempre constante.	h) Uma ilha permanece sempre com a mesma extensão.

Nos itens referidos no quadro 22, o conteúdo das afirmações g) e h) do item 4A, foi aperfeiçoado porque percebemos que estava a causar alguma perplexidade pelo facto de a ilha da Madeira ser um nome familiar aos alunos. O que se pretendia avaliar não era o conhecimento dos alunos acerca da dimensão da ilha da Madeira ao longo do tempo, mas sobre a dimensão de uma qualquer ilha também ao longo do tempo.

Nos itens referidos no quadro 23, o conteúdo das afirmações k), l) m) e n) do item 4D, foi adaptado ao modelo e ao problema em causa. Para além disso, no caso das questões k) e l), também o valor lógico das afirmações foi trocado, tendo em atenção as dimensões reais da estrutura simulada (a bacia de sedimentação a Norte de Águeda).

Quadro 23. Adaptações das afirmações do item 4D, k), l), m) e n).

Questionário para o modelo convergente (ZSP)	Questionário para o modelo transcorrente (Bacia a Norte de Caso B)
k) Um modelo experimental da <u>formação de cadeias de montanhas</u> representa uma região do planeta com alguns quilómetros de extensão.	k) O modelo experimental da <u>formação da bacia de sedimentação estudada</u> representa uma região do planeta com alguns quilómetros de extensão.
l) Um modelo experimental da <u>formação de cadeias de montanhas</u> representa uma região do planeta com alguns milhares de quilómetros de extensão.	l) O modelo experimental da <u>formação da bacia de sedimentação estudada</u> representa uma região do planeta com alguns milhares de quilómetros de extensão.
m) Um modelo experimental da <u>formação de cadeias de montanhas</u> representa fenómenos que decorrem durante milhões de anos.	m) O modelo experimental da <u>formação da bacia de sedimentação estudada</u> representa fenómenos que decorreram durante milhões de anos.
n) Um modelo experimental da <u>formação de cadeias de montanhas</u> representa fenómenos que decorrem durante centenas de anos.	n) O modelo experimental da <u>formação da bacia de sedimentação estudada</u> representa fenómenos que decorreram durante centenas de anos.

Foi igualmente adaptado o conteúdo das questões 5.1., 6.1. e 6.2. do questionário para o modelo transcorrente, passando a referir, como fenómeno simulado, a bacia de sedimentação a Norte de Águeda (*vide* Anexo V, questionários para o modelo transcorrente, versões V1 e V2).

3.2. O relatório orientado

A aplicação do relatório orientado (Anexo VII), preenchido pelas docentes que implementaram as atividades, permitiu que obtivéssemos, das professoras envolvidas, referências aos mesmos aspetos das práticas que desenvolveram nas aulas implementadas por si, antes da aula de modelação análoga. O mesmo serviu também para caracterizar as professoras quanto: *i)* ao tempo de serviço, *ii)* à formação académica e profissional.

Com as questões do relatório, expressas no quadro 24, pretendeu-se averiguar o tipo de metodologia adotada pelas professoras e as principais dificuldades sentidas, bem como perceber qual o grau de influência que os recursos educativos analisados, antes da aula da atividade de modelação, terão tido nas conceções dos alunos. Os objetivos de cada questão encontram-se também explícitos no quadro 24.

Quadro 24. Questões do relatório orientado e respectivos objetivos.

Questões sobre a implementação das atividades	Objetivos
1- Quantas aulas (e de quantos minutos cada) foram dedicadas à análise e discussão dos textos e cartas geológicas?	Determinar o número de aulas que cada professora dedicou à discussão do problema.
2- Como se processaram as aulas? Descreva por favor resumidamente o tipo de interações professora-alunos e aluno-aluno bem como o processo de formulação de questões, pedido de documentos à professora pelos alunos e discussão dos assuntos.	Verificar que tipo de metodologia foi utilizada, ou seja, se houve alguma autonomia por parte dos alunos na elaboração de questões e no pedido e análise de documentos.
3- Quais as maiores dificuldades que os alunos manifestaram na discussão do problema e análise de documentos (enumere 3 do mais difícil para o mais fácil)?	Identificar as dificuldades sentidas pelos alunos no decorrer da resolução do problema.
4- Qual pensa ter sido o grau de influência da análise de textos e cartas na resolução do problema? Justifique por favor.	Perceber qual o grau de importância que os textos tiveram para a construção dos modelos mentais iniciais, construídos ou ajustados antes da atividade.
5- Qual pensa ter sido o grau de influência da atividade de modelação análoga na resolução do problema? Justifique por favor.	Perceber qual a contribuição que a atividade teve para a construção dos modelos mentais finais decorrentes da interação com a visualização da atividade de modelação análoga.

Tal como no questionário, os textos das questões 4 e 5 do relatório foram adaptados ao problema em estudo (dos casos A para o caso B).

4. Critérios de análise das respostas ao questionário

Neste item explicitam-se os critérios que presidiram à análise das respostas ao questionário nos dois principais momentos de observação: anterior e pós atividade de modelação análoga, respetivamente, pré e pós-teste.

Nas questões relativas à motivação para a inscrição na disciplina e relação com a experimentação em que as questões eram todas de resposta fechada, contaram-se o número de casos para cada opção e projetaram-se em gráficos. Quanto às questões relativas ao domínio de conceitos estruturantes, à resolução do problema e à relação modelo/realidade, seguem-se as explicações nos itens seguintes.

4.1. Conceitos estruturantes

Para avaliar o domínio de cada um dos conceitos estruturantes referidos no cap. I (Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Complementaridade, Espaço), efetuámos dois tipos de análise: por questão e por conceito estruturante. A análise por questão permitiu avaliar o desempenho de cada turma em cada pergunta, verificando o grau e sentido de progressão do pré-teste (V1) para o pós-teste (V2), na generalidade. Para além disso, este tipo de análise permite aferir a relação entre o conteúdo da questão e o objetivo que lhe está subjacente. Ele coloca em destaque desvios de alguns resultados relativamente ao padrão geral, possibilitando a correção e melhoria das questões. É, disso exemplo, a questão que referimos no item 2.3.1.4. em que se mencionava a “ilha da Madeira”.

Foi atribuída pontuação às respostas a cada questão, de acordo com a escala de *Likert* graduada de 1 a 5: Concordo totalmente, Concordo, Não tenho opinião, Discordo, Discordo totalmente. Aos pares de afirmações com valor lógico oposto foi feita recodificação, isto é, foi atribuída cotação oposta de (– 2) a (+ 2) (*vide* quadro 25). Este critério que é sugerido e/ou não rejeitado por alguns autores (*e.g.* Hill & Hill, 2008; Carmo & Ferreira, 2008), pareceu-nos mais intuitivo em termos de interpretação posterior e face a uma classificação ascendente de 1 a 5. Às “não respostas”, ou seja, nos casos em que, nenhuma opção foi assinalada, duas opções tenham sido assinaladas, ou rasuradas, foi atribuído o valor “0”, igual à opção com valor neutro, “não tenho opinião” (*vide* quadro 25 e Anexo IV).

Quadro 25. Exemplo de pontuação das respostas em afirmações com valor lógico oposto.

Questões (e classificação de cada resposta)	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
a) Há rochas que são naturalmente destruídas e transformadas noutras.	+2	+1	0	-1	-2
b) As rochas permanecem inalteradas ao longo do tempo.	-2	-1	0	+1	+2

Para cada questão, calculou-se a média das cotações atribuídas, quer para o pré-teste (V1), quer para o pós-teste (V2). Calculou-se, posteriormente, a diferença entre as médias dos dois testes (V2-V1) para averiguar o sentido e valor de progressão ocorrida após a atividade de modelação.

A análise por conceito estruturante permitiu averiguar o grau de prossecução para cada conceito, incluindo o grau e sentido de progressão de cada amostra, após a atividade de modelação análoga. Para cada conceito estruturante, e para cada versão do questionário (V1 e V2), calculou-se a soma das médias das cotações atribuídas às respostas cujas questões lhes correspondiam (*vide* Enquadramento e Organização do questionário, Anexo IV). Depois calculou-se as diferenças entre os resultados da V2 e da V1 para obtenção do valor da progressão. Projetaram-se em gráficos de barras, para cada conceito estruturante, e para o

conjunto dos conceitos estruturantes cujo domínio foi averiguado, os três grupos de dados obtidos na V1, na V2 e da diferença entre elas (V2-V1).

4.2. Relação Modelo/Realidade

As questões 4D (vide Enquadramento e Organização do Questionário, Anexo IV, e questionários nos Anexos IV e VI), assim como a questão aberta 6.1. (*Aponta as semelhanças e as diferenças, que pensas existirem, entre o modelo e o que se terá passado...*) e a questão fechada 6.2. (*Consideras que com este modelo ficaste, relativamente a este assunto: Nada Esclarecido, Pouco Esclarecido...*), avaliam objetivos relacionados com o modelo e com a sua relação com a realidade. Enquanto as questões 4 D avaliam a compreensão das relações espaço-temporais e reológicas, a questão 6.1. complementa-as porque permite perceber se os alunos entenderam a analogia ao assinalarem por escrito as diferenças e semelhanças entre o processo simulado e o processo real. Por fim, a questão 6.2. averigua o grau de satisfação relativamente à compreensão da realidade a partir do modelo. Os resultados destas três questões possibilitaram uma melhor caracterização dos alunos dos três casos quanto à capacidade de extrapolação do processo simulado na modelação análoga para o processo real. É, por essa razão que os apresentamos em sequência, saltando a questão 5.1. (*Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes como se terá formado...*), cujos resultados, por terem outro tratamento, se justifica que sejam os últimos a ser tratados e apresentados.

As respostas às questões 4D (que averiguavam a compreensão das relações espaço-temporal e reológica entre o modelo e a realidade) foram tratadas da mesma forma que as outras do item 4 (que averiguavam o domínio dos conceitos estruturantes Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Complementaridade, Espaço), já referida no ponto anterior. A única diferença é que cada conceito estruturante, nas questões 4D, foi avaliado por duas questões apenas, e não por quatro, como foi feito para as questões 4A, 4B e 4C, referentes aos conceitos estruturantes atrás mencionados). O total de questões permite avaliar a compreensão das relações entre o modelo e a realidade e, conseqüentemente, a percepção das limitações do modelo. Assim, para cada conceito somaram-se os valores obtidos para as duas questões respetivas (para a V1 e a V2), como nas outras questões do item 4. Somaram-se também todas as cotações obtidas na V1 bem como para a V2. Depois calcularam-se as diferenças entre os resultados da aplicação do questionário nos dois momentos, ou seja, entre a V2 e a V1, para obtenção do valor da progressão.

Relativamente à questão 6.1. (*Aponta as semelhanças e as diferenças, que pensas existirem, entre o modelo e o que se terá passado...*), analisámos o conteúdo das respostas quanto às semelhanças e diferenças mencionadas, entre modelo e fenómeno simulado, assinalámos e fizemos a contagem do número de vezes que cada diferença e semelhança foi mencionada, projetando, depois, os resultados em gráficos de barras.

Por fim, para a questão 6.2. (*Consideras que com este modelo ficaste, relativamente a este assunto: Nada Esclarecido, Pouco Esclarecido...*) procedeu-se à contagem do número de vezes que cada opção foi assinalada, projetando-se os resultados em gráficos circulares.

4.3. Resolução do(s) problema (s)

Para avaliar a capacidade de resolução do(s) problema(s) proposto(s) [objetivo II da investigação], analisámos as respostas à questão 5.1. (*vide* Anexo IV). Como técnica, utilizámos a análise de conteúdo.

Pretendia-se detetar as ideias de cada aluno num determinado momento, por isso não utilizámos outro instrumento de investigação; limitámo-nos apenas a inferir os respetivos modelos mentais a partir das respostas fornecidas. A interpretação das respostas e a realização de inferências obedece a pressupostos teóricos objetivos, que se relacionam com o quadro teórico, neste caso, com a segunda questão de investigação, bem como com o(s) objetivo desta (*e.g.* Vala, 1999; Bardin, 2009). Contudo, como qualquer interpretação de texto, tem subjacente alguma subjetividade que, conscientemente, tentámos evitar. Em caso de dúvida na classificação e categorização de cada resposta, em que não era clara a categoria porque mesclado o modelo, integramo-la no nível mais elevado. Considerámos que um modelo é mesclado quando tem atributos de dois ou mais modelos científicos atuais ou desatualizados (Gilbert, 2004).

Estabelecemos diversas categorias de análise e integramos as respostas nessas categorias, quer as do pré-teste (V1) quer as do pós-teste (V2). Depois comparámos e averiguámos a progressão de cada aluno.

4.3.1. “Como se formou e deformou a ZSP?”

Para averiguar a capacidade de resolução do problema: “Como se formou e deformou a Zona Sul Portuguesa?”, analisaram-se as respostas à questão 5.1. (*Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes nesta altura, como se terá formado a Zona Sul Portuguesa*), com redação igual em ambas as versões do questionário (V1 e V1), efetuadas pelos alunos dos casos A (A1 e A2) utilizando a metodologia que a seguir se descreve.

Aplicámos essencialmente três critérios de análise para o estabelecimento de categorias que intitulámos de “níveis de complexidade de raciocínio,” não mais do que modelos mentais (Greca & Moreira, 2000; Nersessian, 2008) mais ou menos complexos, mais ou menos intuitivos (Libarkin *et al.*, 2003).

Foram os seguintes, os três critérios de análise, cujas etapas descrevemos adiante:

- i) Estabelecimento de um conjunto de categorias que foram alicerçadas nos modelos de formação de montanhas: históricos (séc. XIX-XX), desatualizados em manuais escolares, nos modelos científicos

atuais enquadrados pela Teoria da Tectónica de Placas e, ainda, na análise das respostas dadas no estudo prévio realizado no Centro Ciência Viva de Estremoz – categorização feita *a priori*;

ii) Integração das respostas da V1 e da V2 nas categorias de análise estabelecidas (níveis de 0 a 11).

Reajustamento das categorias *a posteriori* para evitar incorreções, excesso ou escassez de categorias (Carmo & Ferreira, 2008);

iii) Análise da progressão de cada aluno por comparação dos resultados da V1 com os da V2.

Analisámos, antes, as respostas dos alunos que integraram o estudo prévio, realizado no CCV de Estremoz, e elaborámos uma categorização que foi sendo melhorada, posteriormente, com a análise das respostas dos alunos do estudo principal, ou seja, dos casos A1 e A2. Esta melhoria passou igualmente pela compreensão dos modelos mentais que os alunos constroem (ou reconstróem) a partir de outros já desatualizados, veiculados por manuais escolares, por imagens que existem na internet, ou simplesmente revelados por dificuldades conceptuais como as que se verificaram ao longo da História das Ciências e, ainda hoje e sempre, entre os seus construtores (Vergnaud, 2008; p. 274).

A consulta que empreendemos, levou-nos a perceber a razão de alguns dos termos que os alunos, (inicialmente só os do estudo prévio realizado em Estremoz, depois também os do estudo principal), utilizavam com mais frequência, o que se revelou muito importante para o estabelecimento e melhoria das categorias estabelecidas em número de 11 categorias/níveis de complexidade de raciocínio (quadro 26). Por exemplo, a expressão “choque (ou colisão) de placas”, foi uma das expressões que detetámos e que é muito utilizada para explicar limites convergentes e formação de montanhas a eles associada, quer pelos alunos quer em recursos educativos como os manuais escolares. Parece-nos igualmente que a utilização intensiva (também por oradores científicos) da expressão referida, aplicada a continentes ou a placas, decorre ainda da ideia da deriva continental de Wegener, em que os continentes eram considerados como jangadas que flutuavam no manto. Mesmo que não seja intenção dos oradores fazer passar tal ideia, a mesma pode conduzir à construção de concepções erradas relativamente ao conhecimento atual. Por outro lado, alguns manuais, por intermédio de textos e figuras reforçam esta concepção ao retratar a formação de montanhas em regime compressivo, do tipo intracontinental e bicontinental (classificação de Mattauer, 1973), sem referir a existência de subducção, anteriormente à colisão continental, primeiro apenas oceânica e depois continental, como desde há muito é explicado, por exemplo, por Mattauer (1973) e Caron *et al.*, (2003).

Por outro lado, a falta de explicação temporal, associada à causal, ou apenas com enfoque na classificação dos contextos geotectónicos, pode conduzir à ideia de que os processos geológicos não são evolutivos, parecendo permanecerem no tempo, funcionando sempre do mesmo modo e, sem relação com outro tipo de processos e/ou de causas. Veja-se a título de exemplo, no programa de 12.º ano (ME, 2004; p.19) a classificação única de movimentos litosféricos em “horizontais” e “verticais”, podendo levar à

conceção de que cada movimento litosférico só contém uma componente vetorial, o que na realidade não acontece. O mais aconselhável seria que cada adjetivo fosse precedido do advérbio “predominantemente”.

Após explicarmos alguns dos pressupostos em que nos baseámos para melhor compreender e categorizar as respostas dos alunos, passamos a justificar a hierarquização das categorias/níveis de complexidade de raciocínio que estabelecemos. Assim, a hierarquia de níveis estabelecidos baseou-se no aumento de complexidade dos modelos mentais (Jonhson-Laird,1983; Greca & Moreira, 2000), elaborados com vista à resolução de cada um dos problemas, ou seja, foi seguida a mesma metodologia para ambos os problemas (Casos A e Caso B). Considerou-se que, por um lado, *i)* os modelos mentais evoluem em complexidade (Jonhson-Laird,1983; Greca & Moreira, 2000), ou seja, evoluem para modelos mais abstratos, com maior número de elementos, com mais relações causa-efeito, mais abrangentes e mais próximos dos modelos científicos atuais. Por outro lado, *ii)* os modelos tendem a evoluir a partir de modelos mais intuitivos (ou mesmo “naïff”), próprios dos inexperientes, ou seja, dos que ainda tiveram pouco contacto ou nenhum contacto com o assunto abordado, até aos modelos conceptuais próprios dos especialistas (Libarkin *et al.*, 2003). Partindo desta base, hierarquizaram-se as categorias estabelecidas.


A integração das respostas da V1 e da V2 nas categorias e a sua comparação possibilitaram depois a análise da progressão do conhecimento aparentemente efetuada por cada aluno, que se pretendia que fosse o da aproximação aos modelos científicos mais atuais, acompanhado de um aumento de complexidade de raciocínio.

No quadro 26 encontram-se expressas as categorias estabelecidas, ou seja, os níveis de complexidade de raciocínio, seguindo-se-lhe a explicação para cada um deles. Assim, estabelecemos que, do nível 0 ao nível 11, os modelos mentais evoluem em complexidade, desde níveis intuitivos até aos mais próximos dos modelos científicos atuais.

Assim, de acordo com os critérios expostos, nos níveis 1 a 4 (quadro 26) integrámos as respostas que não mencionavam explicitamente a deformação. Entre estes, considerámos ser de nível 1 e 2, os modelos mentais mais intuitivos por não referirem a existência de subducção e, por explicarem a formação de montanhas associada a convergência de placas apenas através de processos como a deposição de sedimentos, o vulcanismo ou as forças verticais, ou seja, respostas de grande simplicidade. Nos níveis 3 e 4 já integrámos respostas que referiam a subducção, ou associada a esta, também o vulcanismo. Continuam a ser respostas muito simples porque não referem a deformação, logo aparentemente, os seus autores não estabelecem relações causa-efeito entre deformação e subducção, ou entre deformação e forças compressivas. Apesar de a deformação continuar ausente das respostas integradas nos níveis 4, 5 e 6, está inerente a ideia de que, para a formação de montanhas em regime convergente de placas, é necessária a atuação de forças compressivas, seja num contexto de colisão continental (nível 5), seja no de margem continental ativa (níveis 6 e 7). Finalmente, integrámos as respostas que mencionavam e relacionavam a

deformação com a convergência de placas, nos níveis mais elevados de complexidade de raciocínio, de acordo com os processos mencionados e a referência explícita (8 e 10) ou não, à subducção, mas à etapa do ciclo de Wilson (9 e 11).

Quadro 26. Categorias de análise das respostas à questão 5.1. Níveis de complexidade de raciocínio para explicar a formação da Zona Sul Portuguesa.

Deformação Subducção	Sem deformação explícita		Sem deformação explícita mas com compressão (explícita ou implícita)		Com deformação explícita	
Sem subducção explícita	Nível 1 Resposta intuitiva (e.g. vulcão, deposição de sedimentos ou erosão)	Nível 2 Explicação isostática ou em que predominam os movimentos verticais	Nível 5 Choque ou colisão entre continentes ou placas ou apenas forças compressivas (ou ambas as situações)	Nível 7 Fecho do oceano – fase do ciclo de Wilson	Nível 9 Fecho do oceano + deformação (ou relevo)	Nível 11 Fecho do oceano+ relevo (ou deformação ou metamorfismo) +forças
Com subducção explícita	Nível 3 Apenas refere subducção	Nível 4 Subducção + vulcanismo (ou formação de magma ou de rochas intrusivas)	Nível 6 Subducção (ou obducção) +compressão		Nível 8 Subducção + deformação	Nível 10 Subducção + compressão (ou forças compressivas) + deformação
Sem resposta, resposta ilógica ou apenas descritiva	Nível 0					
Complexidade de raciocínio						
						
+ intuitivo, + próximo do senso comum			+ complexo, + próximo do modelo científico atual			

Em seguida, descreve-se e fundamenta-se cada categoria e justifica-se, com um exemplo de resposta:

Nível 0 - Sem resposta, resposta ilógica ou apenas descritiva.

A resposta não está de acordo com a questão, não é explicativa, não tem valor lógico ou limita-se a descrever materiais e/ou a localização geográfica atual da zona (ZSP).

e.g. “A Zona Sul Portuguesa encontra-se delimitada pela cidade de Beja e pelo Algarve. (...) formou-se no Carbónico inferior (...). As rochas (...) são argilas, peridotitos, gabros e conglomerados”.

Resposta do aluno EB03 no pré-teste.

Nível 1 - Resposta intuitiva como, por exemplo, “acumulação de sedimentos” ou “vulcanismo” como processos construtores de montanhas.

A grande acumulação de sedimentos, por si só, como processo principal de construção de montanhas está inerente à Teoria do Geossinclinal em que uma grande subsidência da bacia, sem controlo tectónico, facilitava essa acumulação. Os sedimentos são turbidíticos nas fases pré e sinorogénica. Facilmente se percebe que é necessária uma grande quantidade de materiais para construir uma montanha.

Também de forma intuitiva se percebe que o vulcanismo constrói montanhas como por ex. a montanha de Santa Helena, nos EUA.

e.g. “(...) terá se formado a partir da erosão da zona montanhosa existente na zona”.

Resposta do aluno EC07 no pré-teste.

Nível 2 - Explicação isostática ou onde predominam os movimentos verticais.

O afogamento e o enterramento são exemplos de processos naturais, cuja compreensão é bastante intuitiva, apesar da densidade e da gravidade não serem conceitos muito simples. As forças verticais, por si só, predominaram durante vários séculos nos argumentos utilizados pelos geólogos e outros estudiosos da Terra para explicar diversos fenómenos e, principalmente, a formação de montanhas. As placas litosféricas também mergulham no manto, no entanto, não é unicamente por essa razão que se formam as montanhas. Aliás, se o ângulo de subducção for muito elevado e se não houver erosão no continente e, consequente sedimentação, não há acreção e deformação de materiais na zona de convergência de placas.

e.g. “Numa zona de convergência de placas existe uma subida de material rochoso, o que pode provocar grandes cadeias de montanhas (...)” .

Resposta do aluno EB02 no pré-teste.

Nível 3- Subducção apenas, sem deformação.

Neste nível de resposta, é revelado que, numa zona de convergência de placas existe uma zona de subducção, mas não é revelada a relação causa-efeito entre a subducção e a deformação de materiais.

Nível 4 – Subducção+vulcanismo.

É reconhecida a existência de zona de subducção na convergência de placas mas o processo de construção de montanhas referido é, novamente, apenas o vulcanismo. É semelhante ao nível 1 mas a “ideia” está de acordo com o atual modelo científico, e acrescenta um processo ao nível anterior (em que não se mencionava nenhum processo).

e.g. “Ao convergirem a placa mais velha mergulha sobre a placa mais recente, ou seja, a placa oceânica mergulha sobre (o aluno quer dizer sob) a placa continental. Isto leva a que haja formação de câmaras magmáticas que liberta magma à superfície levaram à formação de crusta”.

Resposta do aluno EC18 no pré-teste.

Nível 5 – Colisão entre continentes ou placas, ou apenas forças compressivas (ou as duas coisas).

Não está explícita na resposta a existência de uma zona de subducção durante ou antes da colisão continental. Esta resposta pode pressupor a colisão sem subducção continental nem oceânica. Este modelo

é apoiado pela *teoria* da deriva continental de Wegener, que considera os continentes como jangadas flutuando no manto; é muito comum aparecer em manuais escolares, em sítios na internet, e em livros mais antigos. No entanto, está implícita ou explícita a compressão ou forças compressivas como causadoras da formação de montanhas (e/ou de prismas acrecionários).

e.g. “Placas continentais (...) chocaram entre si e, como têm densidades semelhantes, nenhuma delas mergulhou, dando origem à Zona Sul Portuguesa”.

Resposta do aluno EC02 no pós-teste.

Nível 6 – Subducção (ou obdução) +compressão.

Tal como no nível 5, está explícita a compressão como causa da formação de montanhas. Neste caso, ela aparece associada a uma zona de subducção, logo está mais de acordo com o modelo científico atual.

e.g. “A Zona Sul Portuguesa foi formada devido a forças compressivas no qual ocorre uma zona de subducção entre a placa sobre a outra (...)”.

Resposta do aluno EC03 no pós-teste.

Nível 7 – Fecho do oceano (fase do ciclo de Wilson).

A assunção de que os oceanos abrem e fecham é da autoria de Tuzo Wilson (1966) e dá uma visão global e evolutiva da Tectónica de Placas e processos associados ao longo da História da Terra (Dias, 2007). Esta resposta assume que a formação de montanhas em convergência de placas ocorre durante a fase de fecho do oceano.

e.g. “Formou-se ainda numa planície abissal devido ao fecho do oceano”.

Resposta do aluno EB04 no pré-teste.

Nível 8 – Subducção +deformação.

Apesar de não estar explícita a noção de ciclo de Wilson, este nível associa a subducção à deformação como processo causa-efeito que determina a formação de montanhas (e de prismas acrecionários) em limite convergente de placas.

e.g. “Choque entre duas placas em que a mais densa tem tendência a mergulhar sob a menos densa, enrugando-se os materiais da crosta dando origem à formação da cadeia de montanhas”.

Resposta do aluno EC04 no pós-teste.

Nível 9 - Fecho do oceano +relevo ou deformação.

Para além de pressupor o fecho do oceano, relaciona-o com a deformação que pode provocar.

e.g. “(...) formou-se devido ao fecho de 1 oceano pela convergência entre uma placa continental e uma placa oceânica dando origem ao relevo que se pode ver pelas serras do Algarve”.

Resposta do aluno EB01 ao pré-teste.

Nível 10 – Subducção +compressão (ou forças compressivas) +deformação.

A resposta pressupõe que a convergência de placas associada à subducção provoca compressão e deformação como processos causa-efeito.

e.g. “Formou-se pelo facto de existir uma zona de subducção. Com a existência de forças compressivas o material deformou”.

Resposta do aluno EC14 no pós-teste.

Nível 11 – Fecho do oceano + deformação ou metamorfismo + forças compressivas (ou compressão).

A resposta é semelhante à do nível anterior mas contempla a visão abrangente do ciclo de Wilson e a sua fase de fecho do oceano.

e.g. “A ZSP formou-se com o fecho de um oceano. Entre o outro e a parte portuguesa depositaram-se sedimentos vindos do continente derivados da erosão. O oceano foi fechando e os materiais foram-se metamorfizando. O oceano acabou por fechar completamente”.

Resposta do aluno EB05 no pós-teste.

Ou

“(...)formou-se devido ao contacto entre duas placas (convergência de placas), onde se geraram forças que permitiram o aparecimento de uma montanha, com prisma acrecionário (...).Os sedimentos que provinham do continente foram-se depositando e quando o oceano se fechou, formou-se a Zona sul Portuguesa”.

Resposta do aluno EB08 no pós-teste.

Passamos aos critérios de análise utilizados para a questão que permitiu averiguar o mesmo objetivo mas para o Caso B.

4.3.2. “Como se formou e deformou a bacia a Norte de Águeda?”

Para averiguar a capacidade de resolução do problema: “Como se formou e deformou a bacia a Norte de Águeda?”, analisaram-se as respostas à questão 5.1. (*Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes nesta altura, como se terá formado a bacia de sedimentação, localizada a Norte da cidade de Águeda*), com redação igual em ambas as versões do questionário (V1 e V1), efetuadas pelos alunos do caso B utilizando a metodologia que a seguir se descreve.

Foram aplicados critérios de análise, no geral, semelhantes aos que foram aplicados para os casos A, se bem que com algumas diferenças. Quanto ao critério *i)* (*vide* item 4.3.1.) as categorias inicialmente desenhadas não tiveram por base um estudo prévio, pois não houve oportunidade de pô-lo em prática. Tiveram antes por base, quer os modelos de formação de bacias de sedimentação, simplistas e desajustados dos modelos científicos atuais, alguns mencionados em manuais escolares portugueses e estrangeiros; com

a agravante de o conceito de bacia de sedimentação não integrar os programas escolares (pelo menos com essa designação) em anos anteriores ao 12.º ano, em que a disciplina de Geologia é opção no Curso Científico-Humanístico de Ciências e Tecnologias.

Geralmente, abordagens da formação de bacias de sedimentação, em materiais de apoio ao ensino (fora de Portugal), são descritas como resultantes apenas dos processos de sedimentação e subsidência (e.g. Grotzinger *et al.*, 2007; p. 107). E, apesar de o conceito de bacia de sedimentação ser mencionado no programa de Geologia do 12.º ano, associado a movimentos horizontais e à formação de riftes e cadeias de montanhas, ele encontra-se explícito num mapa de conceitos associado apenas ao conceito de subsidência (ME, 2004; p. 29), podendo induzir interpretações simplistas, logo mais intuitivas, sem referência, por exemplo, à delimitação por falhas diversas, como é dado constatar em alguns manuais escolares (do 12.º ano), logo que não permitem explicações da formação de bacias que contemplem, para além da sedimentação e da subsidência, o controlo tectónico.

O critério *ii)* foi aplicado do mesmo modo que para os casos A, ou seja, as respostas às duas versões do questionário (V1 e V2) foram integradas nas categorias de análise esboçadas (nível 0 a 7), tendo do mesmo modo, sofrido um reajustamento *a posteriori*. Por fim, de forma semelhante, procedemos à análise da progressão de cada aluno, por comparação dos resultados obtidos na V2 com os da V1.

A aplicação de análise de conteúdo às respostas das V1 e V2, permitiu, após várias leituras das respostas dos alunos do Caso B, o estabelecimento de várias categorias correspondentes a níveis de complexidade progressiva de raciocínio (*vide* quadro 27). No entanto, julgamos que a mesma classificação (com apenas 8 níveis) poderá vir a ser enriquecida e modificada em futuras investigações de modo a tornar-se num instrumento de análise mais abrangente. Descreve-se em seguida os vários níveis e dão-se exemplos de respostas de alunos.

O nível 1 foi apenas estabelecido como o modelo mais intuitivo de que poderiam partir alguns alunos apesar de o mesmo não ter acontecido para este caso. De qualquer modo, poderá vir a verificar-se em estudos posteriores, em que esta categorização seja aplicada. Nos níveis 2, 3 e 4 (quadro 27), integraram-se as respostas que referiam, explícita ou implicitamente, apenas uma das componentes da movimentação, ou o desligamento ou a extensão (=distensão), como causa da formação da bacia. Nos níveis superiores (5, 6 e 7) integrámos as respostas que mencionavam as duas componentes de movimentação. Considerámos que, quem considera as duas componentes de movimentação para a formação da bacia, atinge um nível de raciocínio/modelo conceptual mais elevado, mais complexo. Quer as respostas que integraram o nível 4 quer as que integraram o nível 7 (quadro 27), acrescentaram aos níveis anteriores respetivos, a sedimentação como causa da formação da bacia.

De seguida, fez-se a integração de cada resposta de cada aluno (V1 e V2) numa das categorias, após o que se comparou as respostas e se averiguou o grau de progressão.

Quadro 27. Categorias de análise das respostas à questão 5.1. Níveis de complexidade de raciocínio para explicar a formação da bacia a Norte de Águeda.

Nº de componentes Variáveis referidas	Sem deformação explícita	Movimento com uma só componente	Movimento com duas componentes	
Extensão		Nível 2 Só extensão (ou distensão)	Nível 5 Desligamento + falhas normais (ou extensão)	Nível 6 Desligamento com desvio + falhas normais (ou extensão)
Desligamento		Nível 3 Só desligamento		
Com Agentes Externos	Nível 1 Resposta intuitiva (só sedimentação ou + subsidência)	Nível 4 Uma das componentes + sedimentação	Nível 7 As duas componentes + sedimentação	
Sem resposta, resposta ilógica ou apenas descritiva	Nível 0			
<div>Complexidade de raciocínio</div> <div><div></div></div> <div>+ intuitivo, + próximo do senso comum</div> <div>+ complexo, + próximo do modelo científico atual</div>				

Segue-se a explicação detalhada para cada um dos níveis, bem como um exemplo de resposta. É de realçar que, em cada resposta, selecionámos apenas o conteúdo relativo à formação da bacia, desprezando descrições respeitantes a outros aspetos da movimentação e do carácter, ao longo do tempo, da falha/zona de cisalhamento de PTFA (*vide* Doc. I, Anexo III).

Nível 0 - Resposta ilógica ou muito vaga, ou desarticulada.

Não se reconhece, na resposta, uma relação causa-efeito lógica e cientificamente válida.

e.g. “Houve subducção das falhas transformantes. A falha “invade a crosta continental e o teto sobe.

Assim forma-se uma depressão onde se depositam os sedimentos”.

Resposta do aluno EA15 no pré-teste.

Nível 1 - Resposta intuitiva, podendo referir sedimentação e/ou subsidência como processos para a formação da bacia.

Nível 2 - Só refere a extensão (ou a produção de falhas normais) como determinante para a formação da bacia.

As respostas inseridas neste nível contemplam apenas o movimento de extensão (distensão) ou a formação de falhas normais como causa para a formação da bacia de sedimentação.

e.g. “Fragmentação da Pangeia, falhas normais e forças de estiramento-formação de bacias”.

Resposta do aluno EA17 no pré-teste.

Nível 3 - Só refere o desligamento (ou as falhas de desligamento) para a formação da bacia.

As respostas inseridas neste nível contemplam apenas o movimento de desligamento como causa para a formação da bacia de sedimentação.

e.g. “Com a falha de PTFA (...) foi devido a forças de desligamento à direita que originaram espaços de deposição da bacia”.

Resposta do aluno EA01 no pós-teste.

Nível 4 - Refere um dos tipos de movimentos e/ou falhas (normais e desligamento) para a formação da bacia, a que acrescenta a sedimentação.

Para além de um dos dois tipos de movimentação (desligamento ou extensão), as respostas inseridas nesta categoria também contemplam a deposição de sedimentos para a formação da bacia.

e.g. “(...) no Paleozoico existia uma falha de desligamento direito. Depois no Mesozoico (...) e no movimento associado a esta falha há formação de uma bacia. Neste processo, as formações superiores sofreram erosão e são depositadas em zonas mais baixas- bacias”.

Resposta do aluno EA06 no pós-teste.

Nível 5 - Relaciona o desligamento (a falha ou ZCPTFA) com a formação de falhas normais e formação da bacia.

As respostas incluídas neste nível mencionam as duas componentes do movimento (desligamento e extensão), diretamente ou através de falhas de desligamento e de falhas normais como causa para a génese da bacia de sedimentação.

e.g. “A bacia de sedimentação (...) teve origem numa falha de desligamento, esta proporcionou uma série de falhas normais que provocou assim a formação da bacia”.

Resposta do aluno EA08 no pós-teste.

Nível 6 - Relaciona mudança de trajetória da falha de desligamento, ou as curvas da falha, com forças distensivas e formação da bacia.

As respostas integradas neste nível são mais objetivas que as do nível anterior, referindo-se especificamente à existência de curvas/desvios na FPTFA, para explicar a extensão/falhas normais e a formação da bacia.

e.g. “(...) deve-se ao facto de a falha ter tido que alterar a sua trajetória devido ao material que a falha teria que atravessar (...). Assim a falha ao alterar a sua trajetória e ao sofrer forças distensivas devido à falha, criou uma depressão que se foi alargando originando assim a bacia de sedimentação localizada a Norte da

cidade de Águeda. Nesta bacia os materiais sofreram falhas normais e inversas na periferia e na depressão o material apenas abateu”.

Resposta do aluno EA04 no pós-teste.

Nível 7 - Igual aos anteriores mas referindo também a deposição de sedimentos na bacia.

Neste nível foram incluídas as respostas que se inserem nos níveis 4 e 5 mas que também referem a deposição de sedimentos para a formação da bacia.

e.g. “(...) deveu-se a uma depressão causada por uma falha de desligamento direito. Essa falha de desligamento que ocorreu na zona de cisalhamento PTFA, foi uma heterogeneidade que devido às forças da falha “abriram” uma depressão na zona da bacia atual. Ao longo do tempo, foram-se depositando sedimentos na depressão, dando origem à bacia (...)”.

Resposta do aluno EA18 no pós-teste.

Passamos em seguida à descrição da investigação educacional propriamente dita.

5. Descrição da investigação educacional

Vamos passar agora à descrição de toda a investigação para os três casos do estudo principal, incluindo os resultados, sua discussão e interpretação, bem como as conclusões várias. Porém, vamos descrever primeiro o estudo prévio realizado em ambiente de aprendizagem não formal, que foi importante em especial para o estabelecimento inicial das categorias de análise das respostas à pergunta 5.1. do questionário, relativa à resolução do problema.

5.1. O estudo prévio no CCV de Estremoz

Este estudo foi realizado no mesmo ano letivo (2010-2011) que o estudo dos casos A (A1 e A2) com a colaboração de uma turma de alunos de 11º ano ($n = 23$, 8 rapazes e 15 raparigas; média de idades de 16,9 anos), que frequentava a disciplina de Biologia e Geologia do Curso de Ciências e Tecnologias numa escola situada na região da Grande Lisboa. A turma deslocou-se em visita de estudo ao CCV (Centro Ciência Viva) de Estremoz e, como nos foi dado previamente conhecimento, sugerimos à professora que colaborassem no estudo. Antes, foram prestados alguns esclarecimentos à professora sobre os objetivos do estudo.

Enviámos previamente, os Doc. II e III (Anexo II), que os alunos consultaram e discutiram em aula regular. No final da mesma aula, os alunos responderam à versão V1 do questionário. Alguns dias depois, deslocaram-se em visita de estudo ao CCV de Estremoz, onde assistiram a uma atividade de modelação análoga de um prisma acrecionário, em tudo semelhante à que realizámos nas escolas, antecedida por uma palestra sobre a modelação análoga e a Zona Sul Portuguesa, ministrada por um dos orientadores da investigação, o Professor Rui Dias. Foram mostradas as cartas geológicas da região (não consultadas previamente por estes alunos) bem como aspetos de afloramentos da Costa Vicentina. Após a atividade, os alunos preencheram a versão V2 do questionário. Os questionários foram codificados de E01 a E23.

Analisámos as respostas e elaborámos uma categorização que foi sendo melhorada. Após o estabelecimento das categorias (quadro 26), estabelecidas com base nos critérios que já explicitámos, voltámos a reanalisar as respostas destes alunos, do que resultaram os resultados expressos no gráfico da fig. 271.

Apesar de não se tratar de um estudo de caso completo, mas apenas de um estudo prévio, atrevemo-nos a tecer algumas considerações sobre os resultados que obtivemos e que foram expostos por comunicação oral proferida pelo Professor Rui Dias (por incapacidade física da autora deste trabalho) no AFI (Encontro de Aprendizagem formal e informal) realizado no Redondo em Maio de 2012.

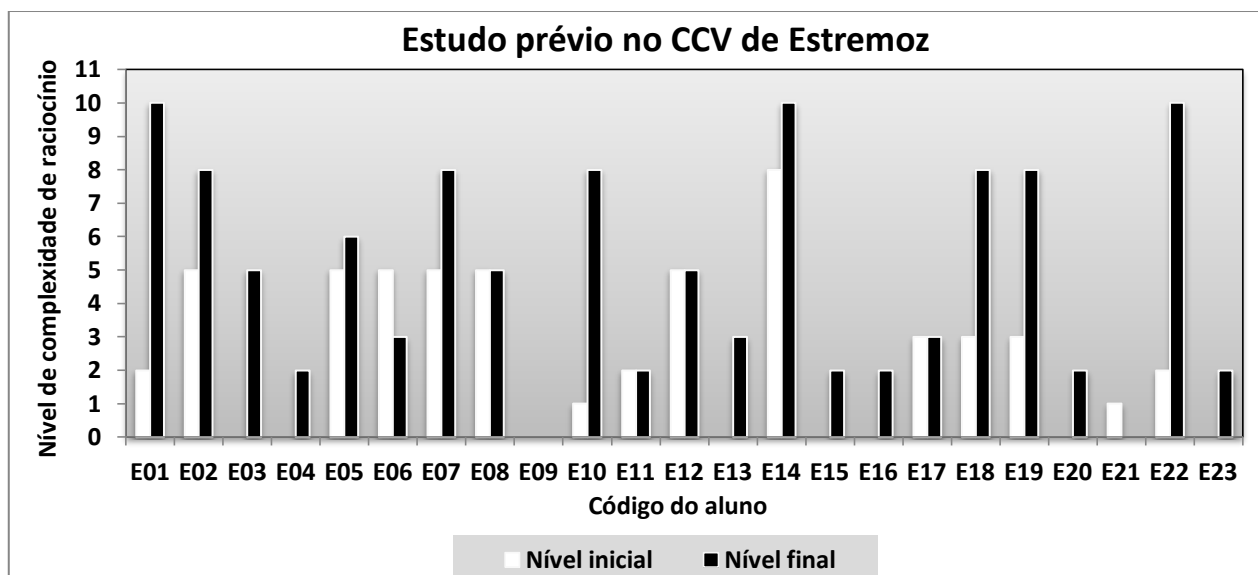


Fig. 271. Progressão (do pré-teste/V1 para o pós-teste/V2) dos alunos do estudo prévio relativamente aos níveis/modelos que aparentemente utilizaram para explicar a formação da Zona Sul Portuguesa.

A análise do gráfico da fig. 271 indica que, aparentemente, quanto aos modelos mentais utilizados para interpretar a formação da Zona Sul Portuguesa, após a atividade de modelação análoga: *i)* 16 alunos evoluíram, *ii)* 2 regrediram, e *iii)* 5 mantiveram o mesmo modelo mental que já possuíam. Note-se que, apenas 7 pareciam apresentar inicialmente modelos mentais associando deformação a forças horizontais (nível ≥ 5), enquanto a maioria aparentava ter modelos mentais bastante intuitivos, associando a formação de montanhas à “...deposição de sedimentos” (resposta do aluno E10, integrada no nível 1) ou, simplesmente, à “...subida e descida das placas” (resposta de vários alunos, integradas no nível 2).

Do exposto se concluiu que a atividade de modelação análoga parece ter exercido influência nos resultados que sugerem uma evolução dos modelos mentais destes alunos sobre o fenómeno simulado.

5.2. Os casos A1 e A2: Ambiente Convergente

Estes dois primeiros casos do estudo principal em que se aplicou o mesmo modelo, vão ser descritos em simultâneo para facilitar a contrastação dos diversos resultados. Em ambos foi testado o modelo análogo que simula a formação da ZSP.

As aulas em que realizámos a atividade de modelação análoga de um prisma acrecionário associado a uma zona de subducção, decorreram nos dias 3 e 16 de Maio de 2011, numa escola situada na zona Sul do país, próxima da ZSP (Caso A1), e noutra escola situada na região da Grande Lisboa (Caso A2), respetivamente.

No que à Geologia de Portugal diz respeito, a escola do caso A1, localiza-se no limite da Zona de Ossa Morena com a Zona Sul Portuguesa. A diversidade de litologias na área é grande. Também no que à Geologia de Portugal diz respeito, a escola onde se desenrolou o caso A2, localiza-se na Orla Mesocenoica Ocidental. Nesta zona, as litologias são variadíssimas devido aos contributos quer do CVL (Complexo Vulcânico de Lisboa) quer do Maciço Ígneo de Sintra.

5.2.1. Caracterização dos participantes nos casos

A turma do caso A1 era constituída por 8 indivíduos, sendo 2 do sexo feminino e 6 do sexo masculino. Tinha uma média de idades de 17,63 anos, os alunos residiam no mesmo concelho onde a escola estava inserida e frequentavam a disciplina de Geologia, opção do Curso Científico-Humanístico de Ciências e Tecnologias. Quanto à motivação para a inscrição na disciplina (item 2 do questionário, V1), 5 dos alunos tinham-se inscrito por opção própria, 1 por dificuldade de horário e 2 por outra razão (um “porque é fácil e ajuda na média” e o outro que estava “só a assistir às aulas”).

A turma do caso A2 era constituída por 17 indivíduos (o aluno EC15 foi eliminado da amostra por não ter respondido ao pós-teste, V2), sendo 7 do sexo feminino e 10 do sexo masculino, com uma média de idades de 17,65 anos. Residia no concelho a que a escola pertence, e frequentava a disciplina de Geologia como opção do mesmo curso. Quanto à motivação para a inscrição na disciplina, todos os alunos estavam inscritos por opção própria com exceção de três, que não tiveram lugar em outra disciplina.

Relativamente à relação com o trabalho experimental (TE), avaliado pelo item 3 do questionário, através das respostas às questões 3.1., 3.2. e 3.3., verificou-se que os alunos de ambos os casos (A1 e A2) estão familiarizados, gostam e, que em maioria, estão habituados a uma intervenção ativa neste tipo de tarefas. Estes resultados encontram-se expressos nos gráficos das fig. 272 e 273.

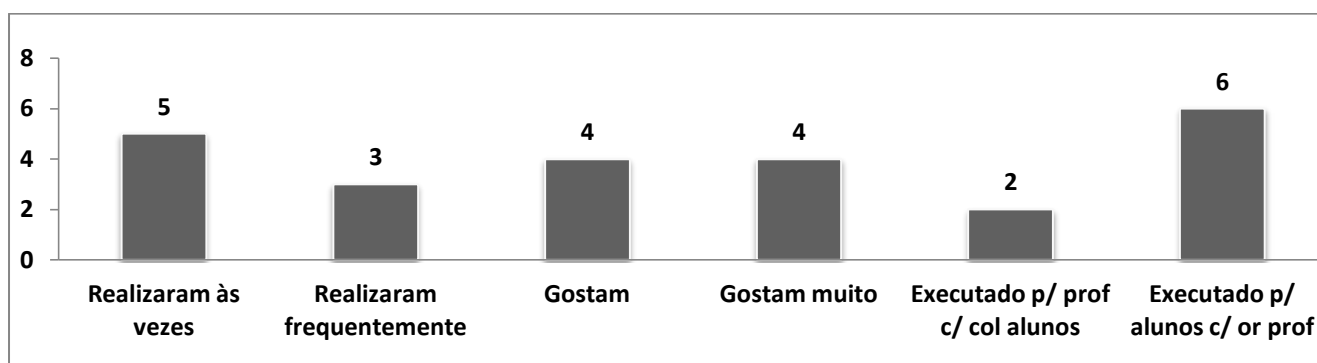


Fig. 272. Relação da turma do Caso A1 com o Trabalho Experimental (TE). As três questões do questionário revelaram familiaridade da turma do Caso A1 (n=8) com o TE. Em maioria, de acordo com experiências anteriores, são os alunos que o executam com orientação do professor.

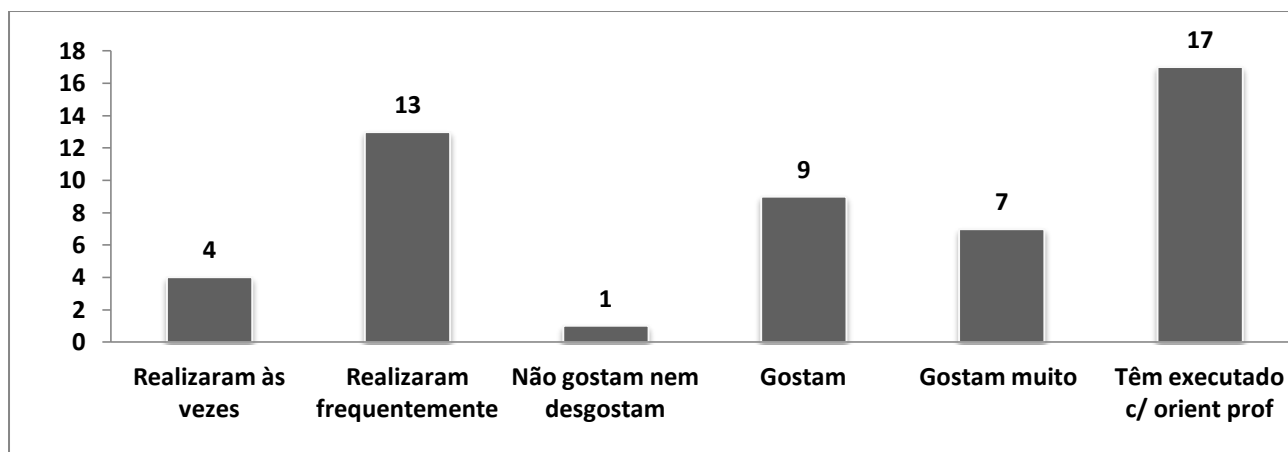


Fig. 273. Relação da turma do Caso A2 com o Trabalho Experimental (TE). As três questões do questionário revelaram familiaridade da turma do Caso A2 (n=17) com o TE e que, por unanimidade, de acordo com experiências anteriores, são os alunos que o executam com orientação do professor.

5.2.2. Implementação do estudo

A situação problemática a resolver centrava-se na grande questão “Como se formou e deformou a Zona Sul Portuguesa?”. Como metodologia de ensino e aprendizagem sugerimos às professoras, que orientassem os alunos de acordo com uma perspetiva de ensino por investigação e uma metodologia de aprendizagem baseada na resolução de problemas. Aconselhámos que, tratando-se de um problema geológico, os alunos teriam que começar a investigação por formular questões que os geólogos habitualmente colocam quando estudam processos geológicos: *O quê?, Quando?, Onde?, Como? e Porquê?*.

Após estas e/ou outras questões formuladas, os alunos deveriam recolher dados que permitissem prosseguir a investigação. O projeto foi previamente discutido com as professoras, em presença com a professora do Caso A2 e, por correio electrónico e telefone com a professora do Caso A1 devido à distância a que nos encontrávamos. Na mesma altura foi-lhes fornecida toda a documentação que os alunos teriam que consultar (Doc. I, II e III, Anexo II) e cartas geológicas nas escalas de 1: 1 000 000 (LNEG-LGM, 2010), 1: 500 000 (Oliveira & Pereira, 1992), 1: 200 000 – folhas 7 e 8 (Oliveira, 1984; 1992), bem como a planificação didática (Anexo II). Referimos que outros materiais poderiam ser solicitados pelos alunos às professoras como, por exemplo, manuais escolares ou amostras de rochas, referidas nas cartas geológicas. A saída de campo inicialmente prevista com a turma do Caso A1 acabou por não se realizar por motivos imprevistos.

Expusemos, também, o que iríamos fazer na aula de modelação análoga e quais os pressupostos em que se baseia esta estratégia, quer na vertente da investigação geológica, quer como recurso educacional.

Tal como ficara combinado, a implementação da resolução do problema aconteceu durante o mês de Maio. O número de aulas destinado à discussão dos textos e cartas ficou ao critério e disponibilidade das

professoras. Enquanto a aula de modelação foi por nós (investigadora e orientador Professor Paulo Fonseca) orientada. Contámos também com a colaboração da prof^a Helena Moita de Deus no Caso A2 (fig. 274).

Seguiu-se igual metodologia na preparação do modelo em ambas as escolas. Espalhou-se areia, sobre o acetato, de modo uniforme e em camadas de duas cores diferentes, com igual espessura. Intercalaram-se duas camadas muito finas de pó de gesso, que funcionaram como marcadores cinemáticos. As dimensões da multicamada foram de cerca de 3 cm de espessura por 130 cm de comprimento (fig. 274).



Fig. 274. Montagem da experiência pela investigadora e pela prof^a Helena Moita de Deus, Caso A2.

Em ambos os casos, iniciámos a aula, explicando aos alunos qual era o propósito do nosso trabalho como professores e como investigadores, e quais os objetivos da implementação das atividades delineadas.

Nas duas aulas, tanto no Caso A1 como no Caso A2, seguiu-se também a mesma metodologia quanto à introdução do assunto. Foi feita uma abordagem inicial, com suporte numa apresentação em *PowerPoint*[®] (vide Anexo II), tendo em conta os assuntos a seguir referidos. Assim, na primeira parte, foi explicada a formação de cadeias de montanhas e de prismas acrecionários, bem como a utilização da Modelação Análoga na Tectónica Experimental, que incluiu uma abordagem ao comportamento reológico dos materiais utilizados (fig. 275). Na segunda parte da aula, dedicada à Zona Sul Portuguesa, foi esta enquadrada tendo em conta, essencialmente os seguintes aspetos: localização e contexto paleogeográfico, idade, constituição litológica e estrutural.



Fig. 275. Exposição interativa sobre reologia dos materiais análogos no Caso A1: o exemplo do silicone putty.



Fig. 276. Professor explicando ao aluno a relação entre o movimento e as estruturas formadas, Caso A2.



Fig. 277. Professor explicando a relação entre o encurtamento e o espessamento, no modelo e na realidade, Caso A1.

Considerou-se que os alunos já tinham discutido em aula o problema. Assim, esta abordagem teve, como principal objetivo, sistematizar o que em princípio teriam já aprendido. Não foi possível a utilização de uma atividade mais interativa dado o tempo de que dispúnhamos e a pouca familiarização que os alunos demonstraram em ambos os casos.

Na terceira parte da aula (também sensivelmente de duração igual para ambos os casos) procedeu-se à realização da atividade de modelação análoga (fig. 276 e 277). O acetato, subjacente à pilha de areia, foi puxado lentamente, à mão, provocando a deformação daquela contra a cunha de acrílico. A par do encurtamento e espessamento da coluna de areias, a deformação foi progredindo para Sul (coordenadas atuais) principalmente através de grandes dobramentos, como é possível observar nas fig. 278 e 279. Os investigadores (investigadora e Professor Paulo Fonseca) foram proferindo comentários e chamando a atenção para as estruturas que se iam formando (fig. 276) bem como sobre as relações entre o que se estava a passar e a situação atual da Zona Sul Portuguesa. Os alunos, em ambos os casos, seguiram atentamente.

No final de cada aula (nas duas turmas) houve algum diálogo entre os investigadores e os alunos nomeadamente quanto à relação entre o encurtamento e o espessamento do prisma acrecionário, bem como ao papel da deformação interna nessa relação. Sugeriu-se que os alunos fizessem as perguntas que entendessem e que fotografassem, à vontade, o prisma final (fig. 276, 278 e 279).

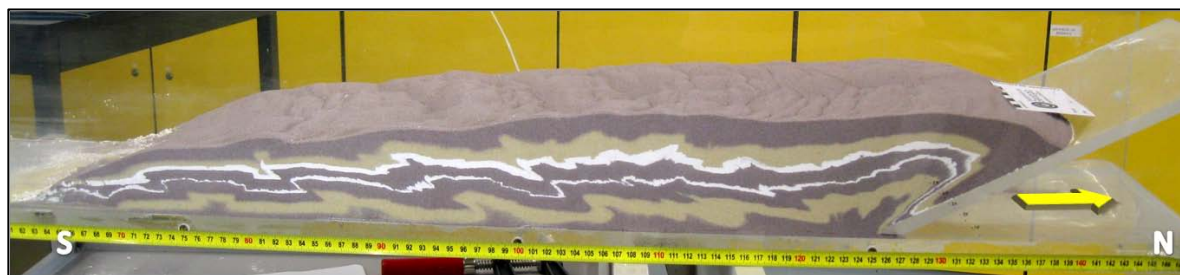


Fig. 278. Prisma acrecionário formado na aula do Caso A1. A seta evidencia o sentido do movimento do acetato (N). O sentido da deformação foi preferencialmente o oposto (S).

Em seguida, os alunos responderam ao questionário.

A comparação entre as figuras 278 e 279 mostra que o resultado final da modelação foi muito semelhante nos dois casos, tendo assim sido assegurada a reprodutibilidade da modelação análoga da formação desta estrutura.

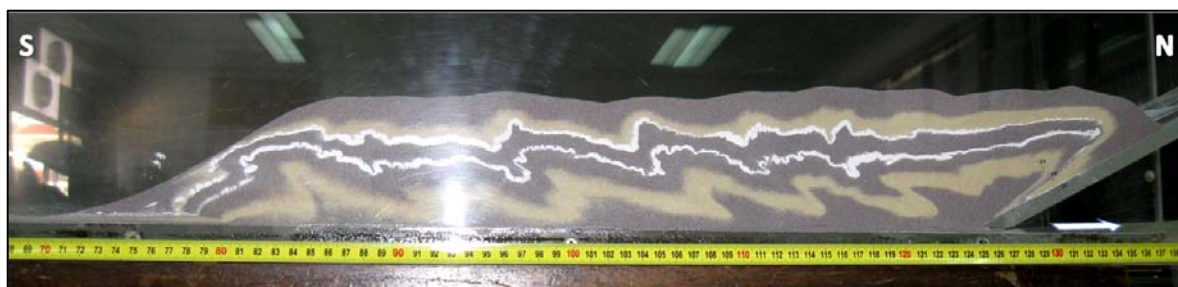


Fig. 279. Prisma acrecionário formado na aula do Caso A2. A seta evidencia o sentido do movimento do acetato (N). O sentido da deformação foi preferencialmente o oposto (S).

5.2.3. Análise de dados e interpretação de resultados

Segue-se a análise dos dados recolhidos através dos três instrumentos: o relatório orientado preenchido pelas professoras (Anexo VII), o questionário (V1 e V2, Anexo IV) preenchido pelos alunos, as notas da investigadora. Explicita-se também, neste item, a interpretação dos resultados obtidos.

5.2.3.1. Relatório das professoras e notas da investigadora

O relatório orientado (Anexo VII) permitiu-nos obter informação acerca dos mesmos aspetos da biografia das professoras, bem como das práticas que desenvolveram nas aulas que precederam a da atividade de modelação análoga. Foi possível averiguar o tipo de metodologia adotada, as principais dificuldades sentidas, o grau de influência que os materiais consultados poderão ter tido nas conceções dos alunos.

A caracterização biográfica das duas professoras, efetuada a partir das primeiras questões do relatório orientado, está expressa no quadro 28.

Quadro 28. “B.I. profissional e académico das professoras”.

Itens	Professora do Caso A1	Professora do Caso A2
Idade (no momento da investigação)	Quarenta e seis	Não refere
Anos de serviço	Vinte	Vinte e nove
Formação inicial	Geologia - profissionalização em exercício	Geologia - profissionalização em exercício
Pós-Graduação	Dinâmica dos Processos Geológicos (curso de pós- graduação)	Parte curricular do Doutoramento em Ciências da Educação
Formação em Modelação Análoga	Sim	Não

Dos dados do quadro se conclui que a diferença de idades não é relevante, nem o tempo de serviço. Possuem uma formação inicial semelhante, ambas em Geologia e uma pós-graduação, o que indica a procura do aprofundamento do conhecimento. As pós-graduações distinguem-se, no entanto, quanto ao conteúdo, sendo que a professora do caso A1 terá aprofundado os seus conhecimentos em Geologia enquanto a do caso A2, em Ciências da Educação. Assim, se tivermos em conta, apenas a educação formal, a professora do caso A1 terá mais formação académica em Geologia. A este soma-se o conhecimento em

modelação análoga que esta professora adquiriu na ação de formação que frequentou, levando-a a estar mais dentro da estratégia que iríamos aplicar na aula por nós orientada. Estes dois fatores intrínsecos à professora podem ter sido condicionadores dos resultados. A professora do caso A2 terá mais formação em Educação, o que poderá também ter influenciado os resultados do estudo.

As reuniões com as professoras tiveram como principal finalidade, informá-las e fornecer-lhes alguma formação quanto à metodologia que deveriam seguir, a da aprendizagem baseada na resolução de problemas, e quanto à integração de conteúdos que a mesma iria exigir. Alguns desses conteúdos, encontram-se separados no programa de Geologia de 12.º ano, constando dos Temas I e II, como é referido no documento “Aplicação Didáctica de um Modelo Análogo de um Prisma Acrecionário...” (Anexo II). Neste contexto, foi também necessário fornecer às docentes alguma formação sobre a Geologia de Portugal, nomeadamente, sobre o ciclo Varisco e a formação do prisma acrecionário da Zona Sul Portuguesa.

Das reuniões que tivemos com as professoras sentimos uma grande abertura quanto a novas metodologias e estratégias, especificamente, à implementação deste tipo de atividade. No entanto, cedo nos avisaram, uma e outra, que os alunos não estariam muito à vontade perante a nossa presença, o que nos pareceu compreensível.

A professora do **Caso A1** informou-nos, desde logo, que seria difícil implementar uma metodologia do tipo aprendizagem baseada na resolução de problemas, devido à passividade dos alunos, mas que iria tentar. Mostrou também alguma insegurança relativamente à abordagem científica a pôr em curso e, para colmatar algumas lacunas ou para aprofundar os seus conhecimentos, pediu-nos bibliografia. Antes do início da nossa aula, a professora do Caso A1 mostrou-nos uma apresentação em *PowerPoint®*, que estava a elaborar sobre a localização dos continentes durante o Paleozoico, para apresentar, posteriormente, aos alunos.

A professora do **Caso A2**, aquando da reunião que efetuámos, em que propusemos as atividades e mostrámos os documentos, demonstrou à-vontade na implementação da metodologia, pedindo apenas sugestões para a sua orientação. Referiu que o texto do Doc. I tinha uma paginação por colunas e um tipo de letra que poderia dificultar a leitura aos alunos; também sugeriu que colocássemos o esquema do ciclo de Wilson numa página à parte. Atendendo à idade dos alunos, julgámos não ser necessária a individualização do ciclo de Wilson, até porque, ao isolá-lo, ficaria descontextualizado. No entanto, levámos em conta as sugestões desta professora nos documentos que elaborámos para o Caso B, onde no Doc. II (Anexo III), introduzimos também o ciclo de Wilson.

A ambas professoras sugerimos que orientassem os seus alunos numa perspetiva de ensino por investigação como sugerido, por exemplo, por Orion (2007), aplicando uma metodologia de aprendizagem baseada na resolução de problemas (*e.g.* Vasconcelos, 2010). Deveriam, assim, fornecer os documentos à medida que os alunos os fossem solicitando, conduzindo-os à formulação dos diversos tipos de questões

atrás mencionados, sem nunca dar as respostas, mas mediando os alunos na procura e na construção do seu conhecimento.

A priori, as dificuldades que as professoras revelaram na abordagem de assuntos novos e, que nos transmitiram, prenderam-se com conteúdos que não constam do programa (na opinião manifestada principalmente pela professora do Caso A2) e que, por essa razão, os alunos não dominavam, nomeadamente os relacionados com ciclos de Wilson e zonas paleogeográficas. Mesmo após a leitura dos textos na aula, a professora do Caso A2 voltou a justificar o desconhecimento do ciclo de Wilson por parte dos alunos com o facto de “não aparecer no programa com aquele nome”. Com efeito, o conceito de ciclo de Wilson não faz mesmo parte do programa do 12º ano (ME, 2004). Por esta razão, este e o conceito de zona paleogeográfica foram alvo de especial atenção na introdução que fizemos na aula da atividade de modelação análoga e nos recursos educativos por nós elaborados.

Em ambos os casos percebemos que havia pouco hábito e alguma resistência, ou apenas inércia, por parte dos alunos (ou talvez também das professoras por não ser costume a implementação desse modelo de ensino?) em seguir a metodologia de ensino proposto, apesar de abordagens, centradas em situações-problema, serem aconselhadas pelo programa (*ibidem*, p. 17).

Sobre a implementação das atividades propostas, extraímos dos relatórios das professoras, as informações, que se seguem, relativas às questões de 1 a 5 (Anexo VII). Antes, apresenta-se no quadro 29, o tempo que foi dispensado para cada atividade, e que resultou da distribuição/organização de horas letivas da disciplina bem como da disponibilidade e decisão das professoras.

Quadro 29. Tempo atribuído às atividades.

Atividades/ tarefas	Caso A1	Caso A2
Aulas de exploração e discussão dos materiais de apoio (textos e cartas geológicas)	3 x 90 min (=270 min)	90 + 90+ 45 min (=225 min)
Aula de Modelação Análoga	90 min (A experiência já estava montada quando os alunos entraram)	135 min (A experiência foi sendo montada à medida que os alunos foram entrando e sentando-se)
Respostas aos questionários	Condicionadas pelo tempo	Não condicionadas pelo tempo

A professora do **Caso A1** refere que o Doc. I foi analisado com a sua intervenção devido à passividade dos alunos e pouco empenho na exploração do mesmo. Depois listou alguns tópicos para a exploração do segundo documento, a realizar em casa de forma autónoma, o que não foi cumprido pelos alunos. No entanto, quanto à análise das cartas geológicas, refere que os alunos já apresentaram uma postura mais ativa. A professora justifica o pouco interesse dos alunos pelo Doc. I com o facto de ser matéria que já tinha sido tratada anteriormente. O Doc. II, na sua perspetiva, terá ajudado os alunos a explorar as cartas geológicas. “A análise destas despertou mais atenção, quando comparada com o momento em que lhes foram apresentadas como introdução à cartografia geológica”, refere ainda.

Em relação ao Doc. III, a sua análise foi feita em conjunto professora-alunos. Apesar da resistência demonstrada pelos alunos, para analisarem os documentos, a professora refere que “...os alunos não revelaram dificuldades na discussão do problema e na análise dos documentos. Revelaram sim uma postura passiva”.

No geral, destacamos relativamente aos relatos da professora do **Caso A1**, a passividade dos alunos, mas a facilidade na discussão do problema, a contribuição positiva da atividade de modelação análoga para a compreensão do fenómeno simulado, bem como a motivação que a mesma terá trazido para contrariar a sua passividade, aumentando o interesse pela geologia da região.

Da nossa observação da aula de modelação, retirámos alguma informação acerca do comportamento dos alunos. Podemos dizer que, em geral, os alunos entraram na aula mostrando-se pouco interessados ou com pouca confiança no que iam observar, de forma um pouco arrogante, como se já soubessem tudo. No final da aula, ficámos com a ideia de que quase todos os alunos acabaram por se interessar pelo assunto, estabelecendo diálogo com os investigadores e até agradecendo a sua vinda. Assim, concluímos que a atitude de pouco conforto face à visita de elementos desconhecidos à sua aula, deve ter estado relacionada com alguma timidez geral da turma. Esta nossa perceção corrobora os comentários produzidos pela professora: “[...] a atividade de modelação, [...] na opinião dos alunos ajudou à compreensão da formação da ZSP”, “[...] os alunos gostaram da atividade e consideraram que ela ajudou a explicar e cimentar as ideias com que tinham ficado a partir da análise prévia das cartas geológicas”.

Relativamente à atividade de modelação análoga, a mesma professora considera que “[...] a mesma permitiu articular os conhecimentos que tinham sido explorados e discutidos sobre a formação da ZSP”. É sua opinião que a atividade ajudou à compreensão da ZSP, tornando os alunos curiosos com o que se passaria no terreno, a contrariar a postura, pouco interessada que apresentaram inicialmente “[...]quando lhes propus a saída de campo à Costa Vicentina”. Em outro conjunto de notas enviadas pela professora, esta refere que indagou os alunos na aula posterior à de modelação análoga, sobre a pertinência da atividade e sobre o “[...]contributo da mesma para a evolução do seu conhecimento sobre a geologia da Zona Sul Portuguesa”, ao que “[...] em termos gerais”, os alunos responderam que “[...] gostaram da atividade e

consideraram que ela ajudou a explicar e cimentar as ideias com que tinham ficado a partir da análise prévia das cartas geológicas”. “Por outro lado, estimulou a sua curiosidade em relação à geologia de campo, tendo modificado a sua postura inicial, pouco recetiva em relação [...]” à mesma “[...] que não se pôde concretizar”.

Ainda a professora do caso A1 acrescenta a sua opinião, considerando “[...] a atividade extremamente positiva, que permitiu uma abordagem do tema sob uma outra perspetiva, permitiu contactar com o trabalho experimental que se faz hoje em Geologia e permitiu ainda explicar factos, que de outra forma seriam mais difíceis de explicar, relacionar e visualizar”. A este respeito acrescenta que este “[...] é um bom método para explicar processos naturais complexos”, realçando que “[...] foi para mim uma surpresa o facto de ser possível ver no modelo a vergência das dobras que se verifica no campo”.

A professora do **Caso A2** terá pedido aos alunos para lerem os textos em voz alta, e sempre que, considerado necessário, foi esclarecido o significado de alguns dos termos utilizados. Pediu aos alunos para “[...] apresentarem as ideias fundamentais de cada documento”, que foram “[...] apresentadas em voz alta por alunos, que, para tal se voluntariaram ou por indicação da professora”.

A mesma professora refere que as cartas foram analisadas em pequenos grupos, a cada grupo foi pedido que referissem as informações que lhes pareciam mais pertinentes e decorrentes da interpretação das cartas geológicas. Faz notar a “[...] dificuldade dos alunos compreenderem fenómenos a partir de cartas, sendo o processo facilitado quando existem cortes geológicos”.

Quanto às maiores dificuldades que os alunos apresentaram, a professora refere a extensão do Doc. I, maior do que os que normalmente são utilizados em sala de aula, o que pode pontualmente “[...] dificultar a manutenção de níveis de concentração elevados”. Se o documento não tivesse sido lido na sala de aula, a professora tem dúvida que os alunos o fizessem de forma autónoma. Mas acrescenta que, por outro lado, “[...] (a leitura de textos mais extensos) permite o desenvolvimento de competências associadas ao aumento de níveis de concentração”.

Relativamente ao Doc. II, refere a mesma professora que foi aquele que os alunos mais facilmente acompanharam e mostraram interesse mesmo desconhecendo até esse momento a formação de turbiditos. A professora acrescenta que a “Geologia de Portugal não faz parte dos programas embora se encoraje a utilização de exemplos, através por exemplo de saídas de campo ou da zona que conhecem”. Para o caso, acrescenta que “[...] a ZSP não é para estes alunos algo que à partida lhes diga algo, no entanto, foi interessante reconhecerem nas cartas que a existência de turbiditos estaria associada a um limite convergente (de placas)”.

Quanto ao Doc. III, refere a “[...] importância dos modelos em geologia”.

Em relação à atividade de modelação, a mesma professora destaca que a mesma “[...] reforçou nos alunos a importância da utilização de modelos na compreensão de fenómenos geológicos[...], este facto “[...]foi claro quando posteriormente os questioneei”.

No geral, destacamos relativamente aos relatos da professora do **Caso A2**, como dificuldades principais sentidas pelos alunos: a inferência de fenómenos a partir das cartas geológicas, a leitura de textos extensos (Doc. I). Como pontos positivos destaca-se o Doc. II sobre os turbiditos e sua relação com a convergência de placas. A professora revelou ainda que, em sua opinião, as atividades de modelação análoga são importantes para a compreensão de fenómenos geológicos e ainda mais se acompanhadas por saídas de campo, como a seguir se constata:

“As saídas de campo aumentam a motivação para o estudo dos fenómenos sobretudo se tiverem que realizar pequenas tarefas. Pelo que considero que a utilização de atividades de modelação acompanhadas por saídas de campo pode funcionar muito positivamente no processo de aprendizagem dos alunos. Deve no entanto sempre reforçar o tempo em que os fenómenos ocorrem”.

Por fim, releva-se o facto de, segundo a professora, estes alunos não se terem sentido muito familiarizados com o problema regional apresentado, dado a ZSP não ter para eles grande significado.

Durante a aula, de acordo com as nossas notas, os alunos, em geral, mostraram interesse pela atividade, excetuando-se alguns elementos que pareciam estar com um pouco de sono. A professora justificou esta atitude com o facto de os alunos terem um teste naquele dia, tendo-se deitado tarde na véspera. Assim, tal como na turma do Caso A1, alguns alunos (uma minoria) mostraram pouco interesse. No entanto, outros tiraram fotografias durante a atividade e colocaram questões.

Resta assinalar que a professora chamou-nos a atenção para o facto de vários alunos terem nas perguntas 4 do questionário, principalmente no pré-teste, assinalado frequentemente a opção central “não tenho opinião”.

Apresenta-se no quadro 30, que se segue, uma súmula dos aspetos referidos, que considerámos mais relevantes, relativos a cada um dos casos, e/ou comuns a ambos.

Quadro 30. Principais aspetos assinalados nos dois casos.

Aspetos mais relevantes observados e referidos pelas professoras	Caso A1	Caso A2
Cartas geológicas mais interessantes, quando estudadas em contexto	X	
Dificuldade na interpretação de fenómenos geológicos a partir de cartas geológicas		X
Dificuldade de concentração na leitura de textos longos		X
Passividade dos alunos para iniciar a resolução do problema	X	
Grau de abertura apertado para a exploração do problema		X
Interesse pelo texto sobre formação de turbiditos associada a convergência de placas		X
Não proximidade com o fenómeno em causa		X
Interesse pela atividade de modelação análoga	X	X
Atividade de modelação análoga importante para compreender fenómenos geológicos (ou processos naturais complexos)	X	X
Atividade de modelação análoga motiva o interesse pelo campo (e pode ser a ele associada para a compreensão de fenómenos geológicos)	X	X

Efetuada a análise do relatório elaborado pelas professoras e das notas da investigadora, passamos a analisar os resultados das respostas dos alunos ao questionário antes (V1) e depois (V2) da aula em que se realizou a atividade de modelação análoga.

5.2.3.2. Respostas ao questionário

Os questionários da turma do Caso A1 foram identificados de EB01 a EB08 e os da turma do Caso A2, de EC01 a EC18, a que se seguiu a análise das respetivas respostas. Procedeu-se a cálculos por meio de operações aritméticas simples como somas, subtrações e médias, para as questões de resposta fechada, com recurso ao programa *Excel*®.

Apresenta-se, para o grupo de questões 4, dois tipos de análise: por questão e por conceito estruturante/objetivo. Recorda-se que, para as questões de resposta aberta (5.1 e 6.1), utilizou-se a técnica de análise de conteúdo para além da contagem de casos (frequência).

5.2.3.2.1. Domínio de conceitos estruturantes

As questões 4 (A e B, C e D) do questionário tinham por objetivo averiguar o domínio de conceitos estruturantes e a possível influência da atividade de modelação análoga na compreensão desses mesmos conceitos (*vide* Enquadramento e Organização do Questionário no Anexo IV).

Realizámos uma análise do desempenho por questão e por conceito estruturante, comparando sempre os resultados da V2 com os da V1. A análise por questão permite comparar a progressão geral das duas turmas. A análise por conceito estruturante para além de permitir a comparação da prossecução dos objetivos entre os dois casos, permitiu averiguar a progressão de cada caso relativamente a cada um deles, avaliando a influência da atividade de modelação análoga por conceito estruturante.

A-Análise por questão

Começa-se por analisar os resultados (fig. 280 e 281) das respostas às questões dos itens 4A e 4B (cujas pontuações se encontram no final do Anexo IV), expressos para as duas amostras (Caso A1 e Caso A2). Recorda-se que os resultados resultaram das médias das cotações atribuídas para o conjunto de respostas por questão (*vide* item 4.1. deste capítulo). Quanto à turma do Caso A1 e, no que diz respeito às questões 4A e 4B (fig. 280), o saldo foi positivo em todas as afirmações, com exceção das alíneas g), h), n) e p). As alíneas mais pontuadas foram, no pré-teste (V1): a b) e a n) (1,75), enquanto no pós-teste foram, a b) com 2 (pontuação máxima) e a d) com 1,75, respetivamente. As questões menos pontuadas foram, na V1, a o) e a m), respetivamente com -0,4 e 0,13. As maiores subidas registaram-se nas alíneas m) com 1, d) e e) ambas com 0,5, enquanto as maiores descidas registaram-se nas alíneas h) com -0,9, n) e p) com -0,4.

Em metade das afirmações à V2 (pós-teste), a classificação média das respostas dos alunos do Caso A1 é muito próxima ou superior a 1.5. No geral, a turma do Caso A1, após a atividade de modelação análoga, em média, subiu o seu desempenho em 7 questões, manteve em 4 e baixou em 5.

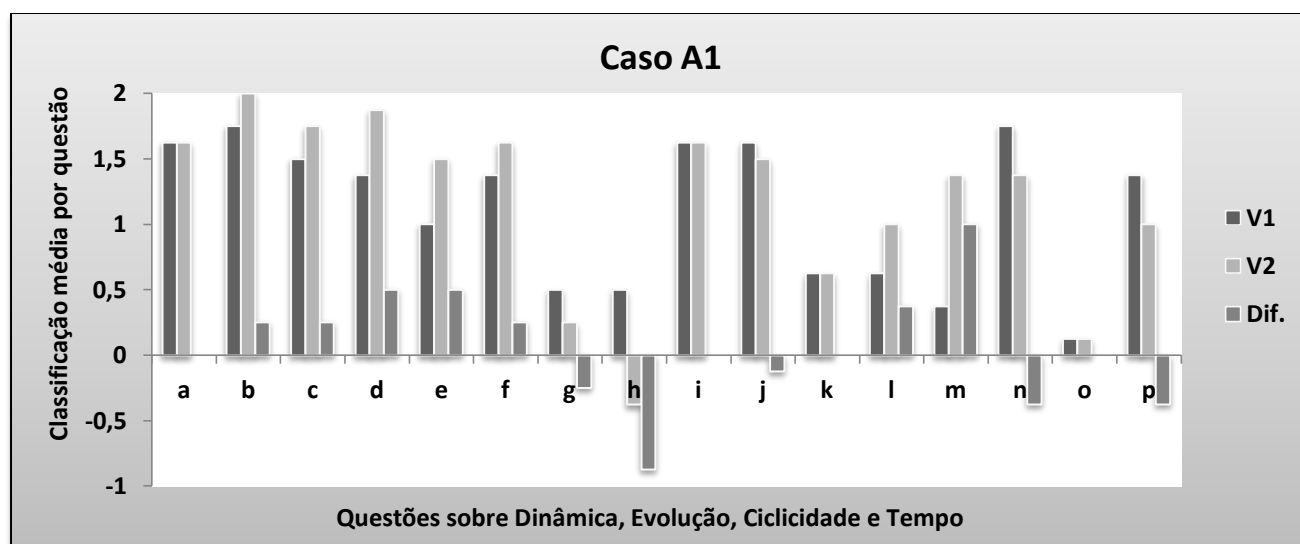


Fig. 280. Progressão no desempenho das respostas dadas pelos alunos do Caso A1 às questões 4A e 4B, referentes aos conceitos Dinâmica, Evolução, Ciclicidade e Tempo. V1- pré-teste, V2- pós-teste, Dif.= (V2-V1). O valor máximo possível para cada questão é 2.

Quanto à turma do Caso A2 (fig. 281), as alíneas mais pontuadas dos itens dos grupos 4 A e 4B, foram, no pré-teste (V1), a b) com 1,41, e a c) com 1,29. No pós-teste (V2), as alíneas mais pontuadas foram, em média, a m) e a n) com 1,47, e a b) e a c) com 1,35. As menos pontuadas foram, na V1, a e) com 0,29, a g) e a h) com 0,41. As maiores subidas registaram-se nas alíneas m) e n), ambas com 1 valor, enquanto as maiores descidas se registaram nas alíneas p) com -0,35, d) e i), ambas com -0,12.

Assim, no geral, a turma do Caso A2, após a atividade de modelação análoga melhorou, em média, o seu desempenho em 11 questões, manteve em 1 e baixou em 4.

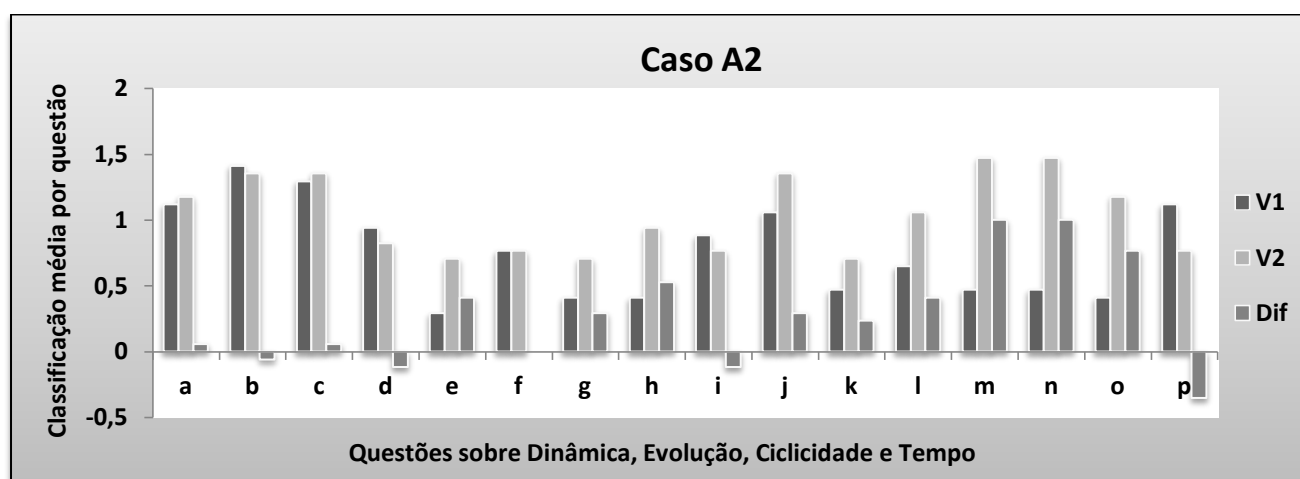


Fig. 281. Progressão no desempenho das respostas dadas pelos alunos do Caso A2 às questões 4A e 4B, referentes aos conceitos Dinâmica, Evolução, Ciclicidade e Tempo. V1- pré-teste, V2- pós-teste, Dif.= (V2-V1). O valor máximo possível para cada questão é 2.

Passamos agora à análise dos resultados referentes às questões 4C e 4D. As mais pontuadas entre as respostas dadas pelos alunos do Caso A1 (fig. 282), foram, para a V1, as questões: j) com 1,75, e i) com 1,63; enquanto para a V2, foram as questões f) e i), ambas com 1,88 de valor médio. As questões menos

pontuadas foram: na V1, as questões k) e l), respetivamente, com -0,1 e -0,3. Na versão V2, as respostas dos alunos do Caso A1 atingiram menores valores para as questões c), com -1 e b), com 0 de valor médio.

As maiores subidas para os mesmos alunos foram registadas para as questões l), com 1,38, e para as p) e f), ambas com 0,63. As maiores descidas foram registadas para as alíneas c) com -1,4, j) com -0,6 e g) com -0,5.

Assim, no geral, os alunos do Caso A1, após a atividade de modelação análoga, relativamente às questões 4C e 4D, em média, melhoraram o seu desempenho em 10, mantiveram em 2 e baixaram em 4 questões.

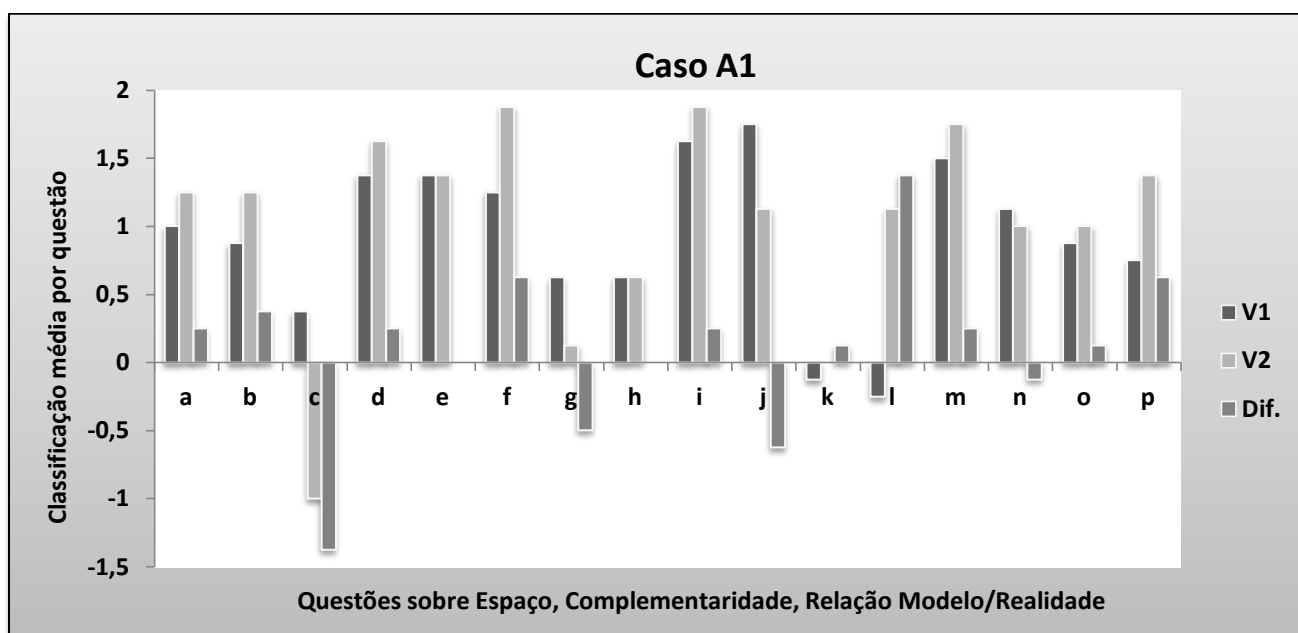


Fig. 282. Progressão no desempenho das respostas dadas pelos alunos do Caso A1 às questões 4C e 4D, referentes aos conceitos Espaço, Complementaridade, e Relação Modelo/Realidade. V1 (pré-teste), V2 (pós-teste), Dif.=(V2-V1). O valor máximo possível para cada questão é 2.

As respostas mais pontuadas do grupo 4C e 4D, dadas pelos alunos do Caso A2 (fig. 283), foram, na versão V1, a j) com 1,06 e a i) com 0,88, enquanto na versão V2, foram as alíneas m), p) e i) com 1,29. As menos pontuadas foram, na versão V1, a c) com -0,59 e a k) e a l), respetivamente, com -0,25 e -0,24. Na V2 tiveram menor pontuação as questões k) e b) com -0,35 e 0 valores de média, respetivamente. As maiores subidas, da V1 para a V2, registaram-se nas alíneas c) e m), respetivamente, com 0,71 e 0,59. As maiores descidas registaram-se nas alíneas k) e b), respetivamente, com -0,1 e 0,06.

Assim, no geral, os alunos do Caso A2, após a atividade de modelação análoga, relativamente às questões 4C e 4D, em média, melhoraram o seu desempenho em 14, mantiveram em 0 e baixaram em 2 questões.

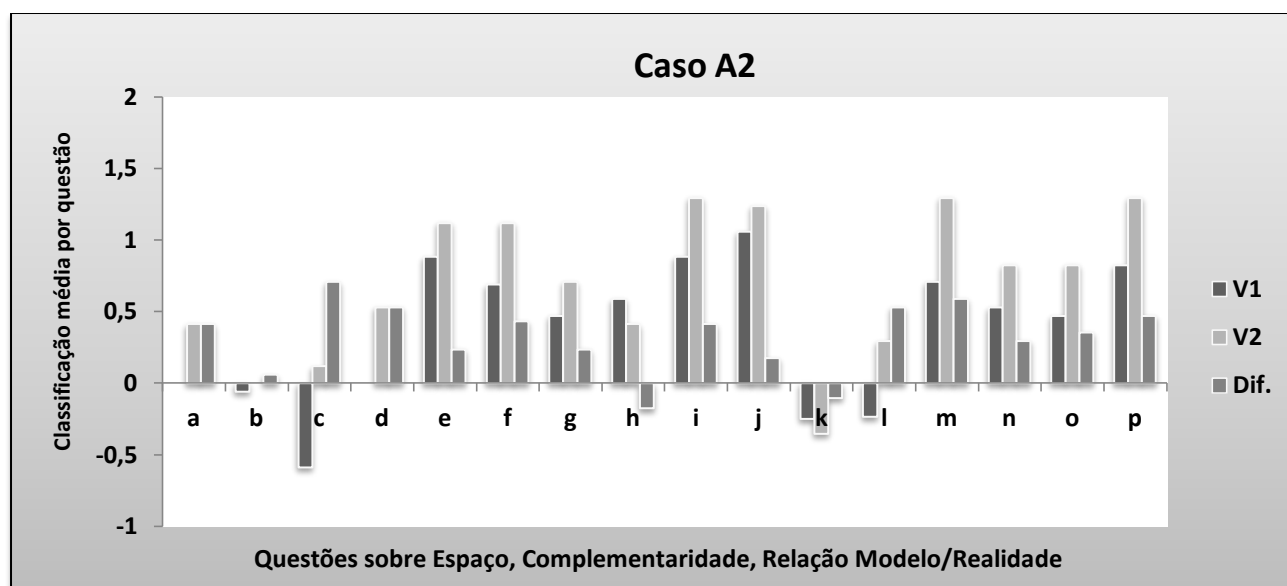


Fig. 283. Progressão no desempenho das respostas dadas pelos alunos do Caso A2 às questões 4C e 4D, referentes aos conceitos Espaço, Complementaridade, e Relação Modelo/Realidade. V1 (pré-teste), V2 (pós-teste), Dif.= (V2-V1). O valor máximo possível para cada questão é 2.

Mais uma vez, registou-se uma maior progressão para os alunos do Caso A2, apesar de, também para estas questões (4C e 4D), se ter verificado um mais baixo nível de desempenho relativamente aos alunos do Caso A1. Ambas as turmas têm um nível de progressão aparentemente superior nestas questões do que para os itens anteriores que, à partida, apresentavam conteúdos mais acessíveis.

Passemos de seguida à análise por **conceito estruturante**.

B- Análise por conceito estruturante

Apresentam-se dois gráficos para cada conceito, que espelham respetivamente, os resultados para cada questão e para o total das questões que avaliam os objetivos referentes ao conceito. A apresentação de novo dos resultados por questão, assim como o texto para cada uma, é importante apenas para se perceber alguns desvios relativamente ao padrão geral.

Começamos por explicitar e analisar os resultados para os conceitos Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, e Tempo. Para cada conceito junta-se o texto de cada questão/afirmação (tal como no Anexo IV).

As questões que averiguavam os objetivos específicos para o conceito Dinâmica foram as seguintes:

- Há rochas que são naturalmente destruídas e transformadas noutras.
- As rochas permanecem inalteradas ao longo do tempo.
- As rochas formadas no fundo do mar podem agora estar no topo de uma montanha.
- Rochas que se formam no fundo do mar não podem ser naturalmente movidas para o topo de uma montanha.

Verificou-se, para a turma do Caso A1 (Fig. 284), uma subida na cotação média em todas as questões deste objetivo, da V1 para a V2, o que se reflete numa diferença final positiva. A maior subida verificou-se na questão d), que está relacionada com a atividade de modelação (*vide* Enquadramento e Organização do Questionário, Anexo IV).

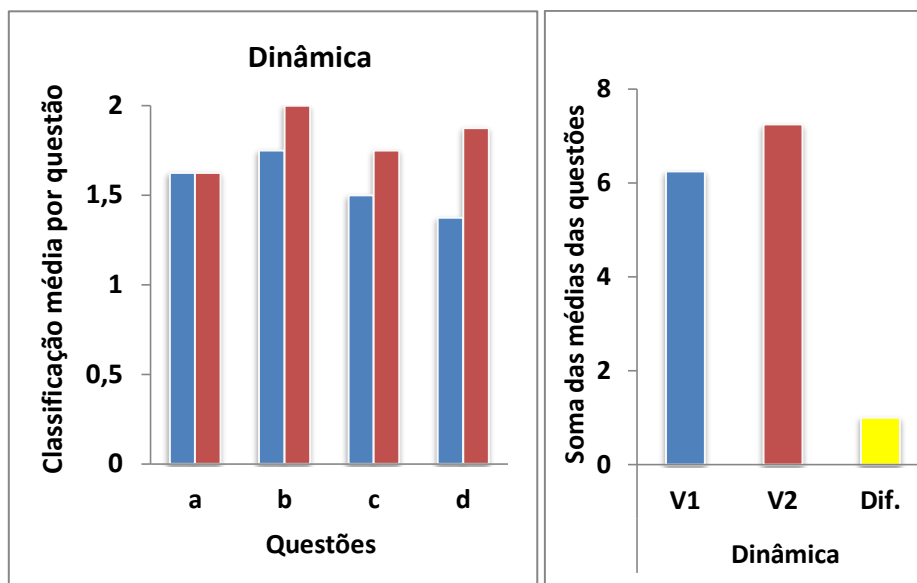


Fig. 284. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Dinâmica, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Verificou-se, para a turma do Caso A2 (Fig. 285), uma ligeira descida, praticamente sem significado na cotação média obtida para o conceito Dinâmica, mas resultante principalmente das descidas verificadas nas questões b) e d), contrabalançadas pelas subidas nas alíneas a) e c).

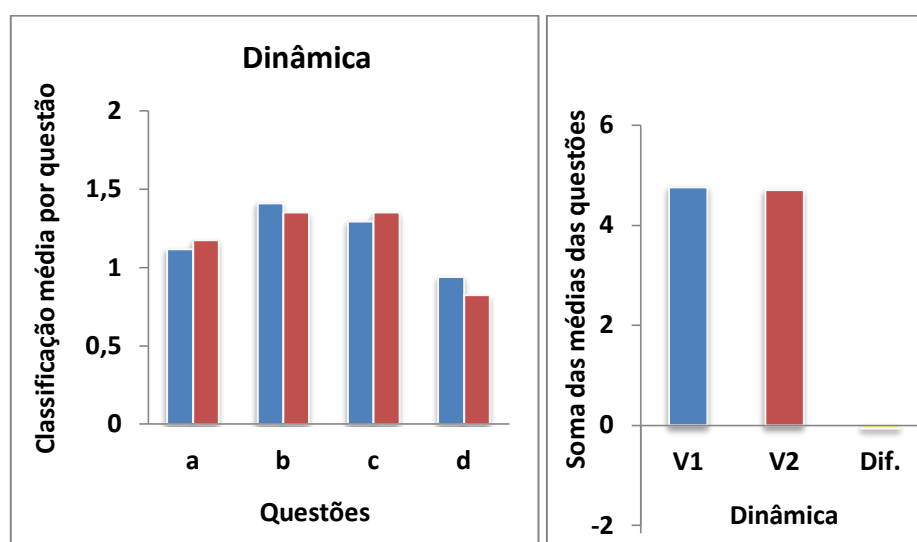


Fig. 285. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Dinâmica, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Passamos agora a analisar os resultados para o conceito Evolução.

As questões que averiguavam os objetivos específicos para o conceito Evolução foram as seguintes (Anexo IV):

- e) Cada rio corre sempre pelo mesmo vale.
- f) Os rios podem alterar o seu percurso ao longo do tempo.
- g) A ilha da Madeira pode ter variado de extensão ao longo do tempo.
- h) A extensão da ilha da Madeira tem-se mantido sempre constante.

Verificou-se, para a turma do Caso A1 (Fig. 286), uma subida de cotação nas questões e) e f) e uma descida nas questões g) e h) no V2 relativamente ao V1, bem como uma grande diferença entre os resultados dos dois grupos de questões. Estas diferenças podem estar relacionadas com o conteúdo deste último par de questões. O resultado final é, julgamos que, por essa simples razão, negativo.

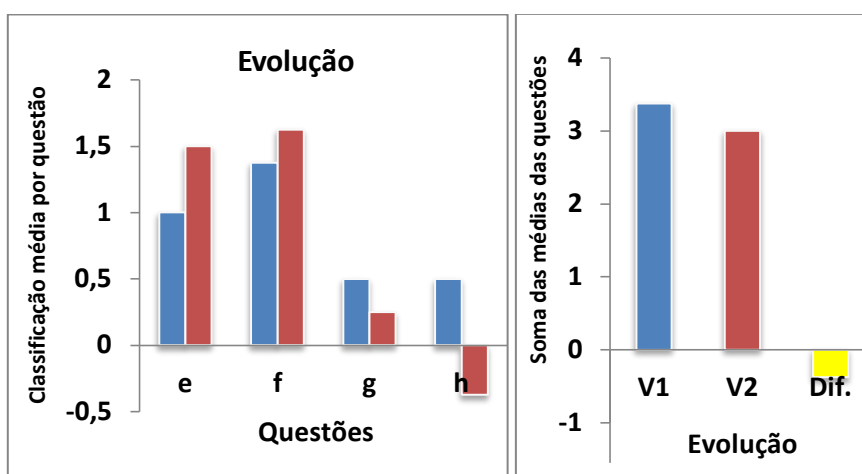


Fig. 286. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Evolução, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Verificou-se, para a turma do Caso A2 (fig. 287), uma subida do V1 para o V2 relativamente a este conceito, realizado, em geral, à custa das 4 questões.

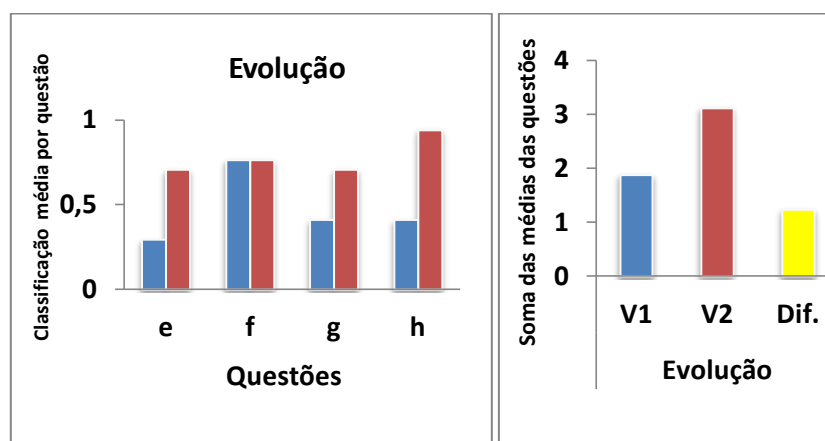


Fig. 287. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Evolução, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Seguem-se os resultados dos alunos dos dois casos relativamente ao conceito Ciclicidade (fig. 288 e 289). As questões que averiguavam os objetivos específicos para o conceito Ciclicidade foram as seguintes (Anexo IV):

- i) Formaram-se e foram destruídas cadeias de montanhas, por diversas vezes, ao longo da História da Terra.
- j) Ao longo da História da Terra, formaram-se cadeias de montanhas uma única vez.
- o) A Pangea foi o primeiro supercontinente da História da Terra.
- p) A junção de diversos continentes levou à formação do supercontinente Pangea.

Verificou-se, para a turma do Caso A1 (fig. 288), uma ligeira descida, depois da atividade de modelação, para o conceito Ciclicidade, o que se deve, principalmente, aos resultados das questões o) e p), que hipoteticamente podem não ter sido bem escolhidas para averiguar o conceito Ciclicidade. É sabido que nos materiais de apoio ao Ensino formal é dada especial relevância à fragmentação da Pangea, mas raramente é referida a sua formação ou outros supercontinentes que a precederam.

No entanto, a seguir ao conceito Dinâmica, o conceito Ciclicidade é aquele em que a turma do Caso A1 consegue melhor desempenho.

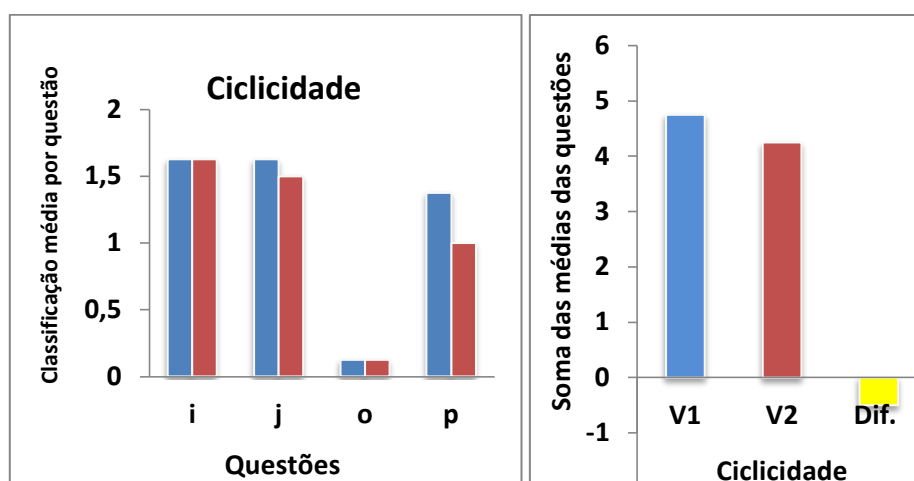


Fig.288. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Ciclicidade, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Verificou-se uma ligeira subida para o conceito Ciclicidade, no desempenho da turma do Caso A2 (fig. 289), após a atividade de modelação, que resulta, principalmente, da cotação obtida nas questões j) e o), o que pode estar relacionado com a atividade de modelação análoga, incluindo tudo o que “foi discutido na aula”.

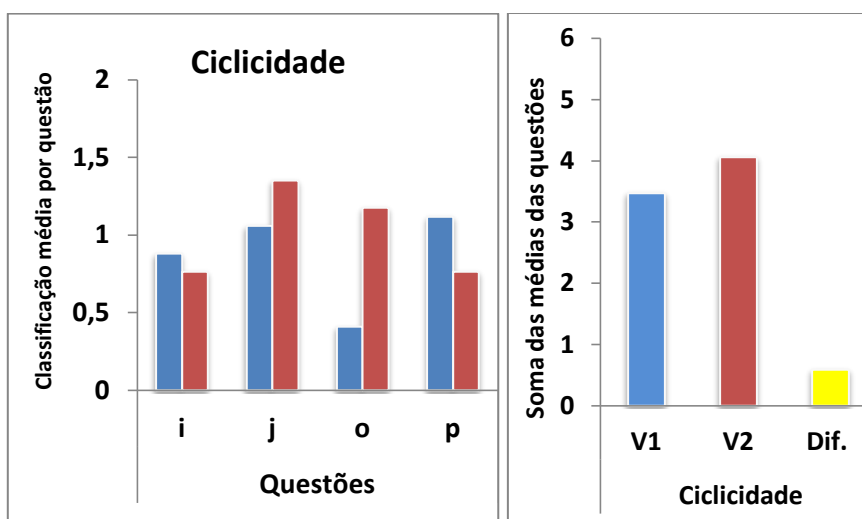


Fig. 289. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Ciclicidade, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Seguem-se os resultados das duas amostras relativamente ao conceito Tempo (fig. 290 e 291). As questões que averiguavam os objetivos específicos para o conceito Tempo foram as seguintes:

- k) Portugal é, em termos históricos, um país independente há algumas centenas de anos.
- l) Em termos históricos, Portugal é um país independente há alguns milhões de anos.
- m) O tempo de formação de uma cadeia de montanhas é da ordem das centenas de anos.
- n) As cadeias de montanhas demoram milhões de anos a formar-se.

Os alunos do Caso A1 (fig. 290) melhoraram ligeiramente, em termos de desempenho, da versão V1 para a V2 (pós atividade de modelação), no conceito Tempo, apesar da ligeira descida na cotação média da questão n), que pode estar relacionada com a confusão entre milhares e milhões de anos (já verificada em anteriores testagens do questionário). Se excluíssemos esse resultado a subida seria mais notória.

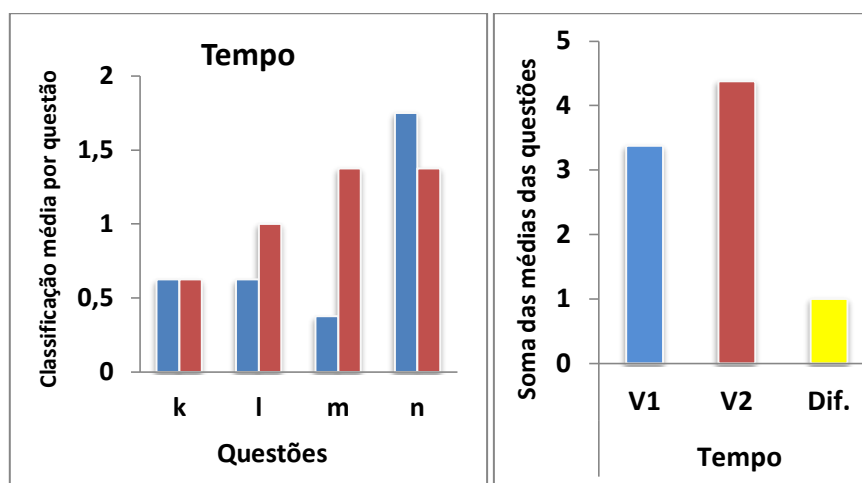


Fig. 290. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Tempo, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

O desempenho dos alunos do Caso A2 (fig. 291) melhorou muito após a atividade de modelação (V2), situação que é confirmada pelos resultados obtidos em todas as questões do conceito estruturante Tempo.

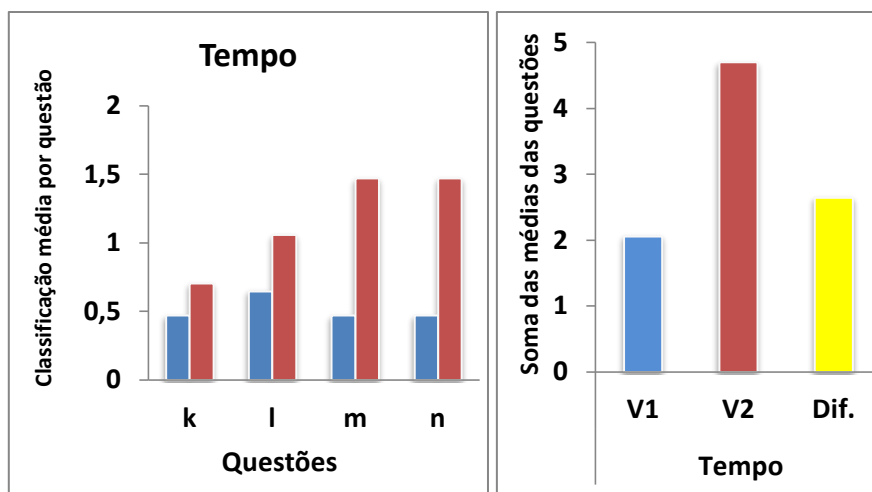


Fig. 291. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Tempo, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Passamos agora a explicitar e analisar os resultados para os conceitos estruturantes Espaço e Complementaridade, avaliados pelas questões 4C, de a) a h). Para cada conceito refere-se o conteúdo das respetivas questões. Seguem-se os resultados dos alunos dos dois casos, relativamente ao conceito Espaço (fig. 292 e 293).

As questões que averiguavam os objetivos específicos para o conceito Espaço foram as seguintes (Anexo IV):

- O comprimento de Portugal continental é da ordem das centenas de quilómetros.
- O comprimento de Portugal continental é da ordem dos milhares de quilómetros.
- Uma cadeia de montanhas pode ter menos de 10 km.
- As maiores cadeias de montanhas têm milhares de quilómetros.

A turma do Caso A1 (fig. 292) diminuiu o seu desempenho relativamente ao conceito Espaço, após a atividade de modelação, no entanto, isso deve-se exclusivamente à diminuição drástica na questão c) que pode estar relacionada com o conteúdo da afirmação ou, também com a falta de discussão profunda sobre as escalas espaço-temporais utilizadas. O mesmo efeito já se tinha verificado na questão n) – Conceito Tempo- fig. 290. Não é excluir outros fatores que podem ter perturbado a concentração dos alunos, dado que os mesmos dispuseram de pouco tempo para responder à versão V2 do questionário. Em todas as outras questões registou-se uma subida.

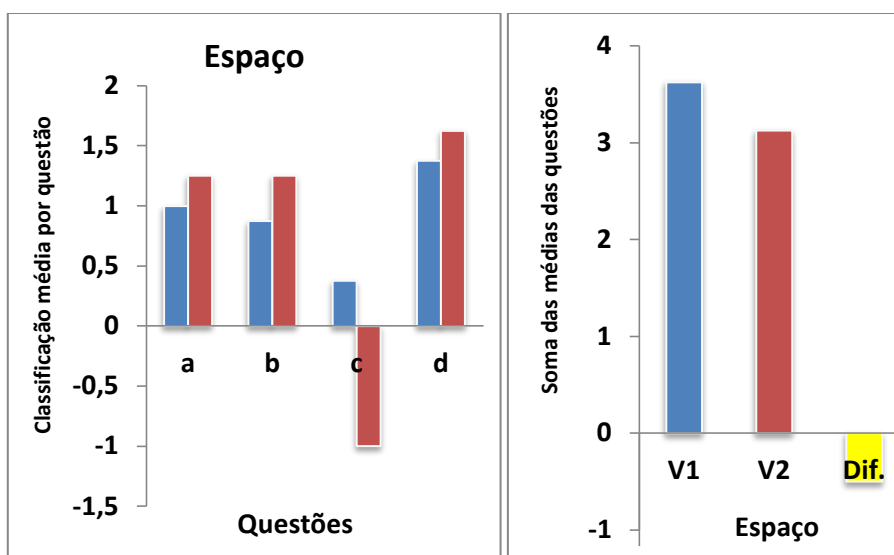


Fig. 292. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Espaço, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Os alunos do Caso A2 melhoraram o seu desempenho relativamente ao conceito Espaço (fig. 293), após a atividade de modelação, no entanto, o nível continuou muito baixo. Neste caso, o valor mais baixo registou-se também na questão c) mas no pré-teste. E deverá estar relacionado com o conteúdo da afirmação tal como para a amostra do Caso A1.

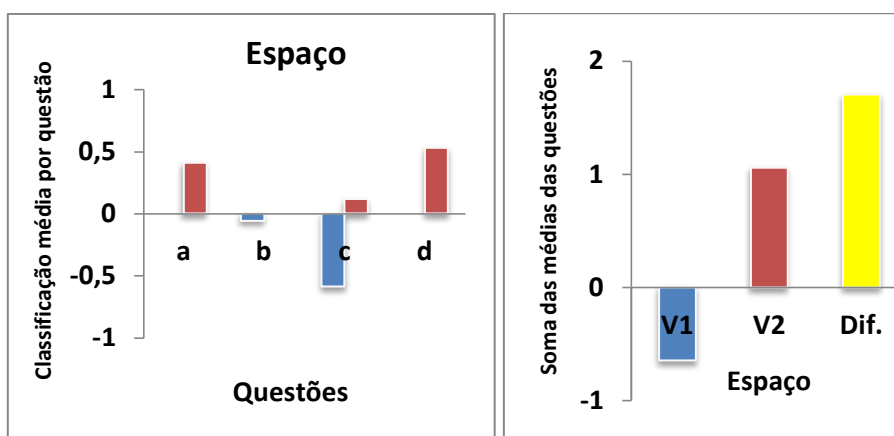


Fig. 293. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Espaço, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Seguem-se os resultados das duas amostras relativamente ao conceito Complementaridade (fig. 294 e 295).

As questões que averiguavam os objetivos específicos para o conceito Complementaridade foram as seguintes (Anexo IV):

- e) As zonas internas e externas da Terra modificam-se ao longo do tempo porque interagem.
- f) O interior e o exterior da Terra encontram-se separados e não interagem.
- g) Para que um planeta tenha erosão não é necessário que tenha dinâmica interna.

h) Para que exista erosão é necessário que o planeta tenha dinâmica interna.

Relativamente a este conceito, os alunos do Caso A1 (fig. 294) tiveram um aumento de desempenho ligeiro, do V1 para o V2, dado que se registou uma descida na questão g) compensada por uma subida na questão f).

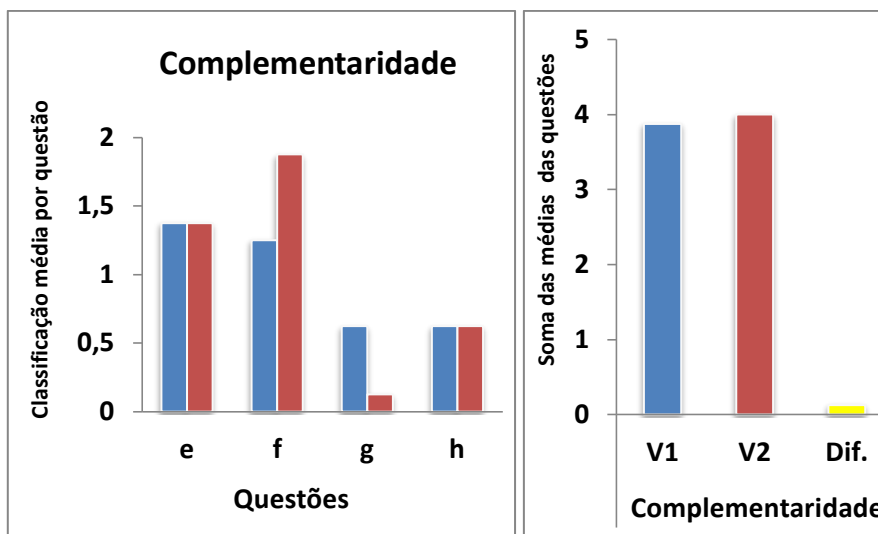


Fig. 294. Resultados dos alunos do Caso A1 relativamente ao conceito Complementaridade, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Apesar da descida na última questão (h), os alunos do Caso A2 incrementaram o seu desempenho relativo ao conceito estruturante Complementaridade (fig. 295) após a atividade de modelação.

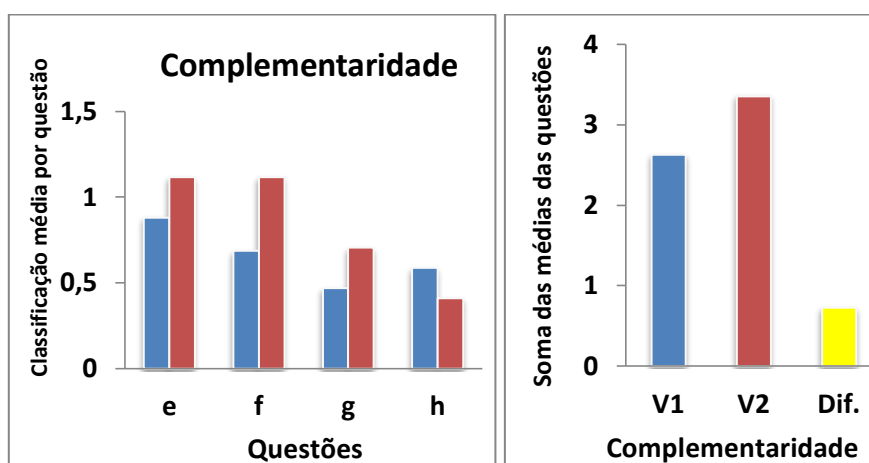


Fig. 295. Resultados dos alunos do Caso A2 relativamente ao conceito Complementaridade, por questão, e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Passemos agora à contrastação dos resultados dos dois casos, quanto ao desempenho antes e depois da atividade de modelação análoga, para estes seis conceitos estruturantes, de acordo com os resultados obtidos no questionário (fig. 296 e 297).

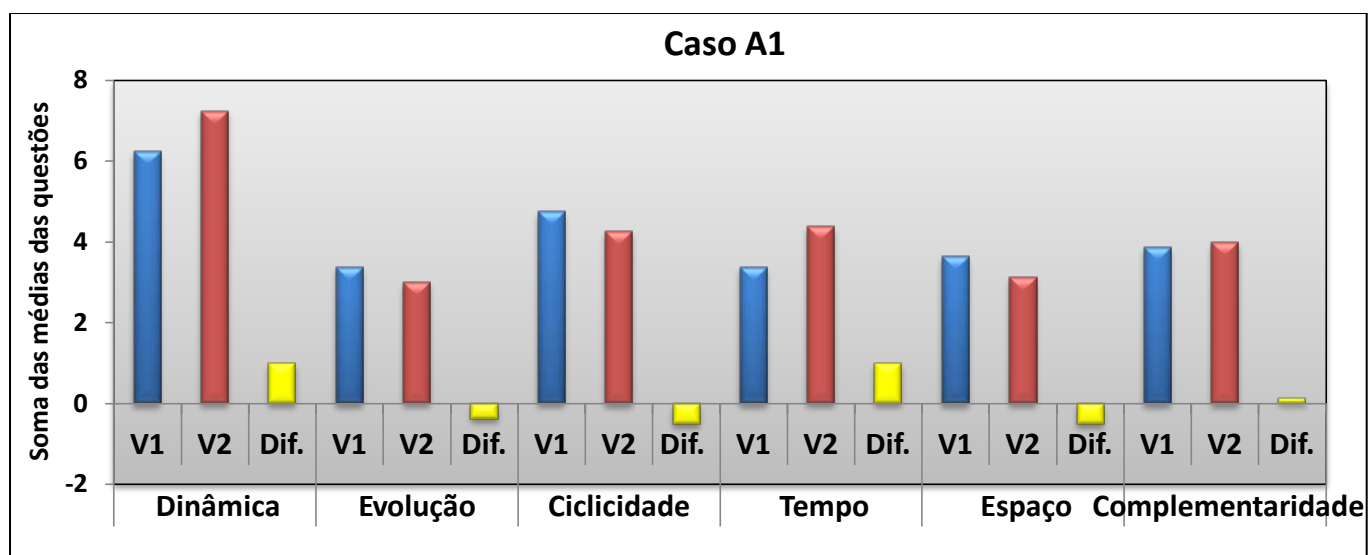


Fig. 296. Desempenho geral dos alunos do Caso A1 quanto aos conceitos estruturantes: Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço e Complementaridade. A cotação máxima possível para cada conceito era de 8 (soma de 4 questões).

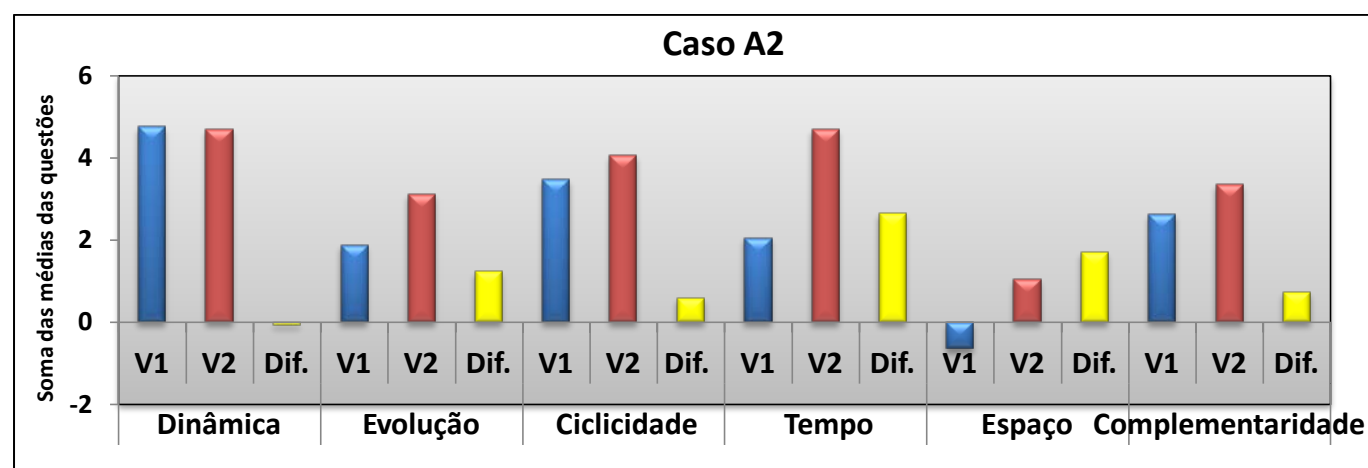


Fig. 297. Desempenho dos alunos do Caso A2 quanto aos conceitos estruturantes: Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço e Complementaridade. A cotação máxima possível para cada conceito é 8 (soma de 4 questões).

Em geral, verificaram-se diferenças notórias entre os desempenhos das duas amostras relativos a todos os conceitos, levando vantagem os alunos do Caso A1, tal como tinha acontecido na análise por questão. É notória a diferença entre os resultados, dos alunos dos dois casos, relativos aos conceitos Dinâmica e Espaço, antes e depois da atividade de modelação análoga. No entanto, há que ressaltar que, após a atividade, os resultados dos dois casos, relativos aos conceitos Evolução, Ciclicidade e Tempo são muito semelhantes, devido principalmente à melhoria do desempenho dos alunos do Caso A2.

O Tempo e a Complementaridade são os dois conceitos em que se regista subida em ambos os casos, após a modelação. O Espaço, se não entrarmos em linha de conta com os resultados das respostas à questão c), é também o conceito em que, claramente, os dois casos atingem melhores resultados após a atividade de

modelação. A Dinâmica é o único conceito em que a turma do Caso A1 progride mais do que a do Caso A2, após a atividade.

Quanto à progressão, na generalidade, é claramente a turma do Caso A2 que, aparentemente, mais beneficiou da atividade de modelação análoga, pois, em geral, verificou-se, para este caso, uma maior subida dos resultados da V2 relativamente à V1, do que para a turma do Caso A1, apesar de uma das razões poder ser o facto de, aparentemente, ter partido de níveis muito mais baixos de conhecimento. É importante também não esquecer que estamos a comparar estatisticamente dois casos com dimensões muito distintas (8 alunos no Caso A1 para 17 no Caso A2).

No quadro 31, resume-se os aspetos mais relevantes da comparação entre os dois casos relativamente ao domínio dos conceitos estruturantes avaliados.

Quadro 31. Conceitos estruturantes avaliados: Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço, Complementaridade.

Resultados mais importantes	Caso A1	Caso A2
Melhor desempenho geral	X	
Maior progressão geral		X
Conceitos com aumento de desempenho no pós-teste (V2)	Dinâmica, Tempo, (Espaço), Complementaridade	Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço, Complementaridade
Maior (es) subida (s)	Dinâmica e Tempo	Tempo
Pior (es) desempenho (s)	Evolução e Espaço	Espaço (apesar da subida notória)

Passamos agora à análise dos resultados das questões que avaliaram a relação Modelo/Realidade.

5.2.3.2.2. Relação Modelo/Realidade

A análise conjunta dos resultados obtidos nos dois casos para as questões 4D, 6.1. e 6.2., possibilita uma melhor avaliação da capacidade de extrapolação do fenómeno simulado para a realidade, e sua provável melhoria após a atividade de modelação análoga. Por esta razão, são apresentados, em seguida, os resultados das respostas às três questões, em sequência, apesar de, inicialmente, não estar prevista esta análise (*vide* Anexo IV).

5.2.3.2.2.1. Relações espaço-temporal e reológica - questões 4D

As questões 4D, de i) a p), que abaixo se explicitam, permitiram “averiguar a compreensão das **relações espaço-temporal e reológica** entre o modelo e a realidade (M/R)” (in Anexo IV). Este objetivo teve 4 vertentes, com duas afirmações para avaliar cada uma delas.

As questões/afirmações foram as seguintes para cada um dos objetivos:

Simplificação

- i) A formação de cadeias de montanhas é um fenómeno complexo que decorre ao longo de muito tempo.
- j) A formação de cadeias de montanhas é um processo simples que acontece muito depressa.

Escala espacial

- k) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa uma região do planeta com alguns quilómetros de extensão.
- l) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa uma região do planeta com alguns milhares de quilómetros de extensão.

Escala temporal

- m) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa fenómenos que decorrem durante milhões de anos.
- n) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa fenómenos que decorrem durante centenas de anos.

Reologia dos materiais

- o) Os materiais usados num modelo experimental têm um comportamento, quando se deformam, exatamente igual ao das rochas terrestres.
- p) Os materiais que se aplicam nas experiências de modelação análoga deformam-se de modo semelhante ao das rochas terrestres.

Os resultados dos alunos do Caso A1 e dos alunos do Caso A2 encontram-se expressos, respetivamente nas fig. 298 e 299.

Os alunos do Caso A1 (fig. 298) subiram na prossecução de todos os objetivos (relativos aos conceitos estruturantes em causa) inerentes à relação Modelo/Realidade, à exceção da Simplificação, resultado para o qual terá contribuído uma descida da cotação obtida, por estes alunos, na questão j)- gráfico da figura 282. De resto, o resultado final é bastante positivo para o Caso A1, registando-se a maior subida para o conceito Escala espacial.

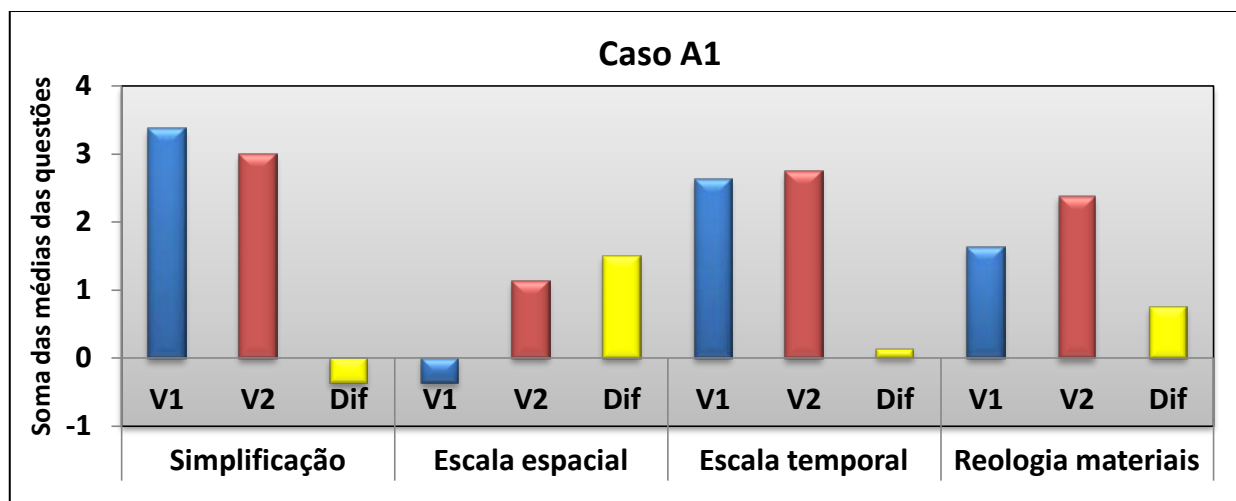


Fig. 298. Desempenho dos alunos do Caso A1 quanto aos conceitos estruturantes inerentes à Relação Modelo/Realidade: Simplificação, Escala espacial, Escala temporal, Reologia dos materiais. A cotação máxima possível para cada conceito é 4 (soma de duas questões).

Quanto aos alunos do Caso A2 (fig. 299), verificou-se uma subida após a atividade de modelação, em todos os conceitos estruturantes inerentes à relação Modelo/Realidade. O saldo final é bastante positivo e a diferença, entre o desempenho após a atividade e antes da mesma, é superior ao da turma do Caso A1 (fig. 298). A maior subida, registou-se para a turma do Caso A2, no conceito Escala temporal. No entanto, também em todos os conceitos inerentes à relação Modelo/Realidade, o desempenho da turma do Caso A2 fica muito aquém do da turma do Caso A1. A diferença é até muito notória no que diz respeito à Escala espacial, o que pode estar não só associado a uma maior facilidade de extrapolação do fenómeno representado para o espaço real, mas também com a própria experiência diária dos alunos. O espaço vivido e observado é diferente certamente para quem vive no Baixo Alentejo ou numa zona limítrofe de uma grande cidade.

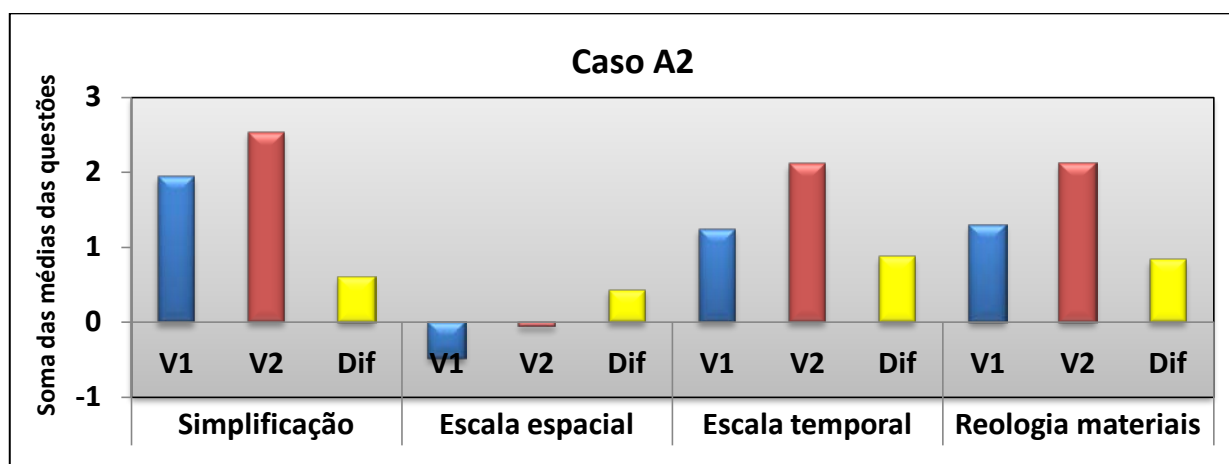


Fig. 299. Desempenho dos alunos do Caso A2 quanto aos conceitos estruturantes inerentes à Relação Modelo/Realidade: Simplificação, Escala espacial, Escala temporal, Reologia dos materiais. A cotação máxima possível para cada conceito é 4 (soma de duas questões).

Os aspetos mais relevantes encontram-se resumidos no quadro 32.

Quadro 32. Conceitos estruturantes avaliados relativos à relação Modelo/Realidade.

Aspetos mais relevantes	Caso A1	Caso A2
Melhor desempenho geral	X	
Maior progressão geral		X
Conceitos com aumento de desempenho no pós-teste (V2)	Escala espacial, Escala temporal, Reologia dos materiais	Simplificação, Escala temporal, Escala espacial, Reologia dos materiais
Maior (es) subida (s)	Escala espacial	Escala temporal
Pior (es) desempenho (s)	Simplificação (pela descida) Escala espacial (apesar da subida)	Escala espacial (apesar da subida ligeira)

5.2.3.2.2. Semelhanças e diferenças entre modelo e fenómeno simulado

A questão 6.1. “Aponta as semelhanças e as diferenças, que pensas existirem, entre o modelo e o que se terá passado no Paleozoico durante a formação da Zona Sul Portuguesa”, teve como objetivo: Averiguar a compreensão da relação entre o modelo e a realidade no caso concreto bem como o seu grau de complexidade (vide Anexo IV, Enquadramento e Organização do Questionário).

Das respostas dos alunos dos dois casos, relativamente às diferenças e semelhanças entre o modelo e a realidade, retirámos informação quanto aos aspetos mencionados e contámos o número de vezes que cada uma surgia nas respostas.

A única semelhança entre o modelo e o fenómeno real, apontada pelos alunos do Caso A1 (fig. 300) foi por unanimidade: dobras e falhas, ou seja, as **estruturas formadas (8)**. Como principais diferenças, os mesmos alunos apontaram: os **fenómenos geológicos** e os materiais como a **água** (ou “o longo oceano”) que, na realidade ocorrem e existem e que não são observáveis no modelo **(5)**, as escalas de **dimensão e tempo (3)**, e finalmente os **materiais (1)** e o **movimento (1)**.

Como semelhanças entre o modelo e o fenómeno simulado, os alunos do Caso A2 (fig. 301) apontaram, por ordem da mais para a menos frequente: os **fenómenos geológicos (6)**, as **estruturas formadas (5)**, o **comportamento dos materiais (5)**, o **tipo de forças (4)**. Como principais diferenças, apontaram, também por ordem de frequência: as escalas de **dimensão e de tempo (12)**, a **intensidade das forças (4)** e a **composição dos materiais (2)**, **fenómenos geológicos** não observáveis no modelo **(2)**.

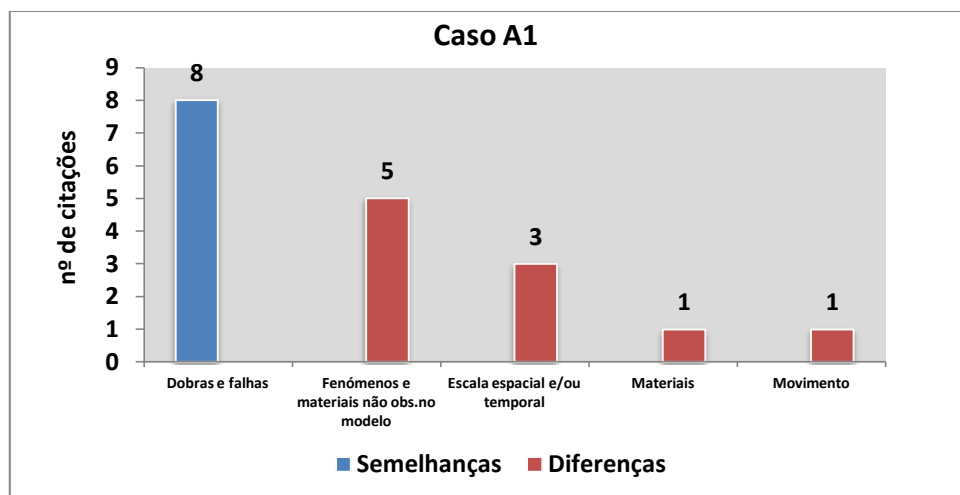


Fig. 300. Semelhanças e diferenças, entre o modelo e o fenómeno simulado, apontadas pelos alunos do Caso A1 e nº de vezes que cada uma delas é citada.

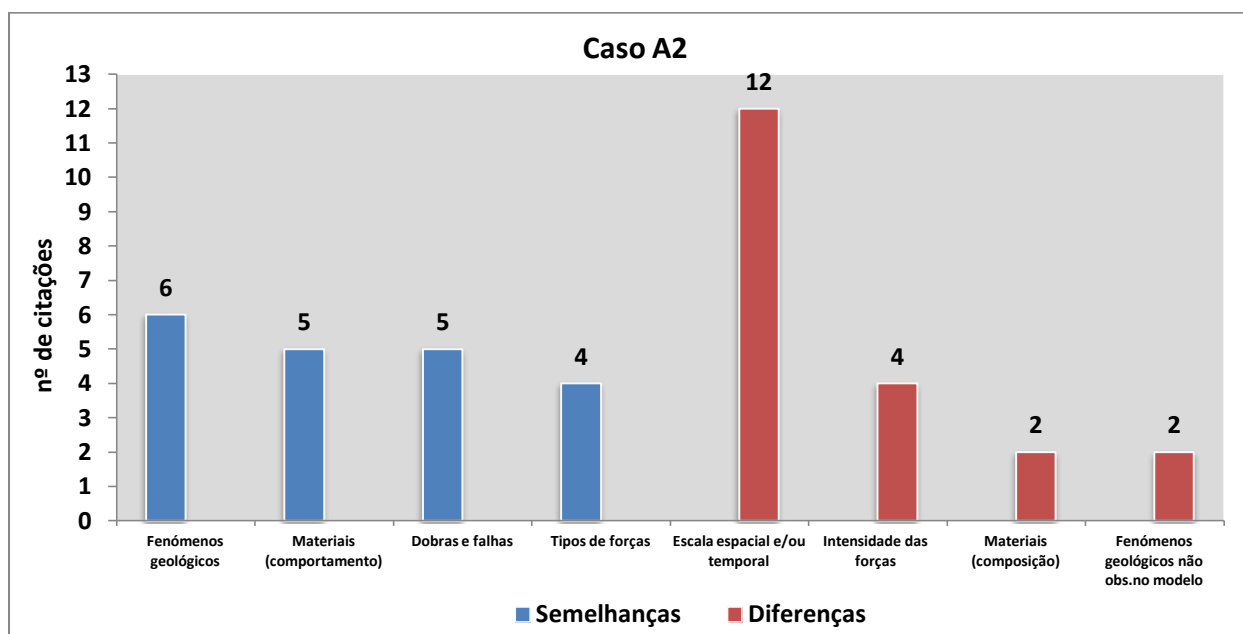


Fig. 301. Semelhanças e diferenças, entre o modelo e o fenómeno simulado, apontadas pelos alunos do Caso A2 e nº de vezes que cada uma delas é citada.

Comparando os resultados dos dois casos, verifica-se que os alunos do Caso A1 referiram menos semelhanças entre o modelo e o fenómeno simulado, restringindo a sua análise às estruturas formadas - dobras e falhas. Pelo contrário, os alunos do Caso A2 invocam, para além das dobras e falhas, os fenómenos geológicos, os materiais (comportamento) bem como os tipos de forças.

Parece assim que, em relação às semelhanças, a atenção da amostra do Caso A1 se centrou nas dobras e falhas, hipoteticamente, ou porque não tiveram tempo para escrever mais, ou por lhes parecer mais evidente. Enquanto a amostra do Caso A2 se centrou e refletiu, provavelmente, sobre outras semelhanças, hipoteticamente, por terem disposto de mais tempo para pensar ou de maior motivação para responder.

Quanto às diferenças enunciadas, ambas as amostras, apontam, em geral, 4 categorias, existindo algum paralelismo entre elas, nomeadamente quanto às **escalas de dimensão e de tempo** (a categoria mais mencionada), bem como aos **fenómenos ou materiais existentes na realidade**, mas que não têm análogo no modelo; é o caso da água, ou o oceano, muito mencionado pelos alunos do Caso A1. É interessante realçar que os alunos do Caso A2 mencionam as **forças** nos dois campos: **o tipo de forças** nas semelhanças e as suas **intensidades** nas diferenças. Já no que diz respeito à categoria **fenómenos geológicos**, parece contraditório terem-na classificado como semelhança, o que pode revelar que esses alunos não estabeleceram a devida relação entre o modelo e o fenómeno simulado. Já no relatório orientado, a professora do Caso A2 referia que os alunos “(...) não valorizavam de forma significativa que fosse um exemplo português mas o fenómeno em si”. Porém, o facto de esses seis alunos poderem não ter feito a devida transposição do modelo para uma realidade, neste caso, a formação da Zona Sul Portuguesa, não nos garante que tenham ou não feito a transposição do modelo para o fenómeno geológico em si, a formação de um prisma acrecionário associado a uma zona de subducção. Contudo, parece que o fizeram, estes e os outros alunos, ao mencionarem as outras categorias de semelhanças e diferenças (*vide* fig. 301).

De qualquer modo, a turma do Caso A2, ao mencionar um número elevado de semelhanças e diferenças revela ter entendido bem a função do modelo. Em geral, os resultados levam-nos a acreditar que, os alunos dos dois casos terão compreendido o modelo análogo e realizado a extrapolação para a realidade, por mencionarem diversas semelhanças e diferenças entre eles, cientificamente corretas.

5.2.3.2.2.3. Grau de percepção da compreensão do fenómeno real a partir do modelo

Por fim, com a questão 6.2., “Consideras que com este modelo, ficaste, relativamente a este assunto – Formação da Zona Sul Portuguesa” - nada esclarecido, pouco esclarecido, bastante esclarecido ou muito esclarecido, pretendia-se avaliar o grau de percepção de cada grupo de alunos relativamente à compreensão do fenómeno real através do modelo (*vide* Enquadramento e Organização do Questionário, Anexo IV).

As respostas dos alunos do Caso A1 (fig. 302- Caso A1), distribuíram-se da seguinte forma: dois alunos consideraram que ficaram: muito esclarecido(s), cinco, bastante esclarecido(s) e um, pouco esclarecido, relativamente à formação da Zona Sul Portuguesa a partir da atividade de modelação análoga.

As respostas dos alunos do Caso A2 (fig. 302- Caso A2), relativas à mesma questão, distribuíram-se assim: cinco consideraram-se muito esclarecido(s), onze, bastante esclarecido(s) e um, pouco esclarecido.

Deste modo, verifica-se serem muito semelhantes as respostas dos alunos dos dois casos relativamente ao grau de satisfação quanto à atividade como contribuinte para o conhecimento de como se formou a Zona Sul Portuguesa.



Caso A1 (n=8)

Caso A2 (n=17)

Fig. 302. Grau de perceção dos alunos dos dois Casos (A1 e A2) quanto à compreensão do fenómeno real a partir do modelo.

A compreensão do que representa a modelação análoga parece ter sido feita e refletida, em geral, pelos alunos dos dois casos, inferência que foi construída a partir das respostas à questão 6.1. e às questões 4D e, que parece reforçada pelos resultados da questão 6.2. Porém, as respostas às questões 4D, em que o desempenho dos alunos do Caso A1 é, em geral, bastante superior bem como as respostas à questão 6.1., no que diz respeito às semelhanças, em que alguns alunos do Caso A2 mencionam fenómenos geológicos como semelhanças, levam-nos a pensar que os alunos do Caso A1 terão tido maior facilidade na compreensão do modelo representado e na extrapolação para a realidade – a Zona Sul Portuguesa.

A maior dificuldade dos alunos do caso A2 na extrapolação ter-se-á verificado relativamente à escala espacial, o que vem confirmar a dificuldade sentida por estes alunos relativamente ao conceito Espaço.

5.2.3.2.3. Resolução do problema “Como se formou a Zona Sul Portuguesa”?

A análise das respostas à questão 5.1. (Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes como se terá formado a Zona Sul Portuguesa, Anexo IV) permitiu avaliar a capacidade de resolução do problema proposto (objetivo II da investigação). A análise de conteúdo foi feita, como anteriormente referido, através do estabelecimento de diversas categorias de análise (*vide* quadro 26) e integração das respostas nas mesmas, quer as do pré-teste (V1) quer as do pós-teste (V2). Depois comparou-se e averiguou-se a progressão de cada aluno.

As respostas à V1 permitiram-nos detetar as ideias/modelos mentais prévios de cada aluno, relativos à formação de um prisma acrecionário de uma cadeia de montanhas decorrida numa zona de convergência de placas. Sabíamos que, *a priori* (antes da introdução do problema e da análise de qualquer documento), os alunos desconheciam a Zona Sul Portuguesa por não ser atualmente assunto dos programas de Geologia do Ensino Secundário, nem tampouco o conceito de zona paleogeográfica. As ideias/modelos mentais que, entretanto poderiam ter construído e/ou consolidado teriam, com elevada percentagem de certeza, decorrido da leitura, análise e discussão dos documentos e cartas geológicas, efetuados com a professora nas aulas anteriores. Essas ideias/modelos mentais prévios foram, posteriormente, confrontados com os adquiridos ou modificados após a atividade de modelação análoga, avaliados pelas respostas em pós-teste.

Os resultados obtidos para os dois casos, A1 e A2, encontram-se expressos nos gráficos das fig. 303 e 304.

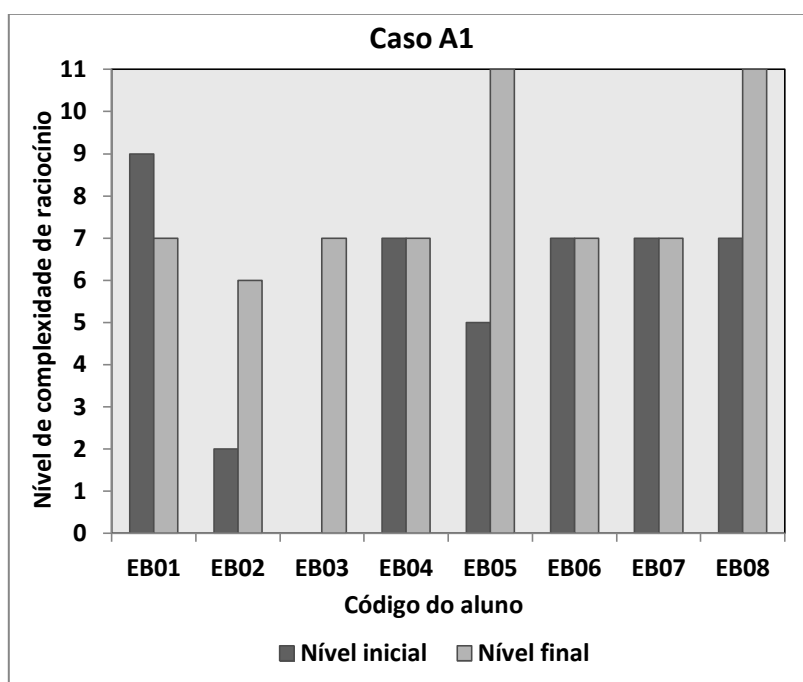


Fig. 303. Progressão (do pré-teste/V1 para o pós-teste/V2) dos alunos do Caso A1 relativamente aos níveis/modelos que aparentemente utilizaram para explicar a formação da Zona Sul Portuguesa.

O aluno EB01 (fig. 303), é o único aluno do caso A1 que, aparentemente, utiliza no pós-teste um modelo menos elaborado que no pré-teste, enquanto, outros três (EB04, EB06 e EB07) mantêm o modelo inicial, o do nível 7. Os restantes 4 alunos (EB02, EB03, EB05 e EB08) apresentam, no pós-teste (nível final) uma progressão notória relativamente ao modelo explicativo que utilizaram no pré-teste (nível inicial). Mesmo alunos como o EB02 e o EB03 que partem de um nível baixo, 2 e 0, respetivamente, conseguem atingir um nível bastante elevado.

O modelo mais comum é o do nível 7, sendo que 5 alunos (mais do que 50%) têm, aparentemente, como modelo inicial, o do nível 7 ou superior. A expressão que, os alunos do Caso A1, mais utilizam para explicar a formação da ZSP, é fecho do oceano.

Analisando com maior pormenor, parece-nos que mais de metade dos alunos já sabia e tinha no seu modelo mental, a formação da Zona Sul Portuguesa como tendo resultado do fecho de um oceano, logo integrada no ciclo de Wilson. Após a atividade, esse modelo terá sido enriquecido com alguns elementos, como é o caso do aluno EB08, que descreveu com maior pormenor, estabelecendo um maior número de relações entre os elementos do fenómeno simulado.

Quanto aos alunos do caso A2 (fig. 304), foram consideradas apenas as respostas dos 15 alunos que responderam à questão nos dois momentos de testagem, tendo sido excluídos os que não responderam num ou noutro ou em ambos os momentos a esta questão, o que aconteceu com os alunos EC09 e EC15, que só responderam à V1, e com o aluno EC16 que não respondeu à questão em nenhuma das versões.

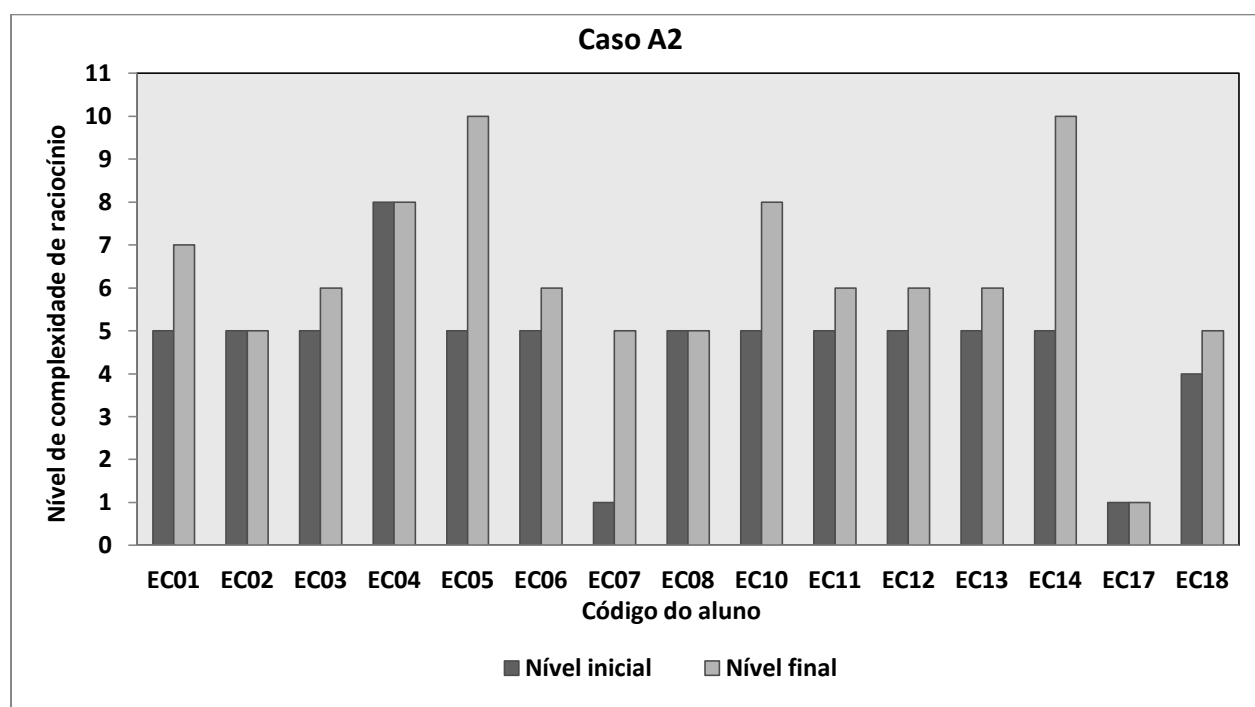


Fig. 304. Progressão (do pré-teste/V1 para o pós-teste/V2) dos alunos do caso A2 relativamente aos níveis/modelos que aparentemente utilizaram para explicar a formação da Zona Sul Portuguesa.

Assim, quanto aos 15 alunos, cujas respostas foram analisadas, 4 parecem manter o modelo inicial após a atividade, enquanto os restantes 11, no pós-teste, parecem ter progredido relativamente ao modelo explicativo que utilizaram no pré-teste. Nenhum aparentemente terá regredido. Para os alunos EC05, EC10 e EC14, pode-se afirmar que a progressão foi aparentemente notória, pois terão subido entre três a cinco níveis.

É também de assinalar que 11 alunos apresentam aparentemente, como modelo inicial, o do nível 5, ou seja, apenas parecem considerar a existência de forças compressivas ou um modelo do tipo “colisão continental”. A expressão que os alunos deste caso mais utilizam para explicar a formação da Zona Sul Portuguesa é choque ou colisão de placas. Desses 11 alunos, 5 parecem passar a idealizar a formação da Zona Sul Portuguesa associada a uma zona de subducção com consequente compressão (nível 6), um outro (EC01) passa a considerar o contexto “fecho do oceano” (nível 7), e outro ainda (EC10) que há deformação em consequência da subducção (nível 8). O nível mais elevado neste caso (A2) é atingido pelos alunos EC05 e EC14, que partem aparentemente do nível 5, mas que no V2 (pós-teste) consideram que subducção, compressão e deformação contribuíram para o fenómeno simulado, atingindo o nível 10.

Passamos agora à contrastação dos resultados dos intervenientes nos dois casos, relativamente à resolução do problema proposto. Parece-nos que os resultados, diferentes nos dois casos, indiciam que os dois grupos de alunos tenham partido de concepções, também, diferentes relativamente à formação da Zona Sul Portuguesa e, em geral, das cadeias de montanhas e prismas acrecionários. Com efeito, a maioria das respostas iniciais dos alunos do Caso A1 relacionava já a formação da Zona Sul Portuguesa com a fase do ciclo de Wilson correspondente ao “fecho do oceano”, enquanto as dos alunos do Caso A2 se centravam mais numa explicação baseada no “modelo colisional”.

Após a atividade, metade dos alunos do Caso A1 parece acrescentar mais elementos ao seu modelo inicial, enriquecendo-o em termos de processos associados. Melhor situação se verifica para os alunos do Caso A2 em termos da evolução dos seus modelos, pois mais de metade parece conseguir evoluir nas suas concepções sobre a formação da Zona Sul Portuguesa, principalmente porque conseguem integrá-la num antigo limite de placas convergente associado a uma zona de subducção. E, apesar de cerca de metade dos alunos passarem apenas do nível 5 para o nível 6, isso representa um “salto” no seu modelo mental, do modelo colisional para o modelo de subducção. Com efeito, os alunos do Caso A2 não atingem níveis tão elevados de complexidade de raciocínio como alguns dos alunos do Caso A1, possivelmente porque, em geral, partem de modelos mais intuitivos.

Os resultados do estudo prévio realizado no CCV de Estremoz com alunos do 11º ano, se comparados com os respetivos dos alunos dos Casos A1 e A2, alunos de um nível de escolaridade mais elevado e, por essa razão, com conhecimentos mais sólidos no assunto tratado, leva-nos a pensar que, para níveis de escolaridade mais baixos, ou menor grau de conhecimento, a utilização de modelos análogos poderá produzir uma mais significativa evolução dos modelos mentais. Semelhante ilação foi, como atrás referido, retirada por comparação entre os Casos A1 e A2, em que, em geral, os alunos do A2 partiram de um nível mais baixo de conhecimento e evoluíram mais após a aula de modelação análoga. No entanto, da comparação não se podem tirar inferências válidas pois as condições do estudo de Estremoz foram diferentes, começando pelos materiais de apoio disponibilizados e dos locais em que foi efetuado o estudo,

para além de não ter sido realizada uma triangulação de dados, com a utilização de outras fontes e instrumentos.

No entanto, pode colocar-se a seguinte questão: Será que para níveis etários/de escolaridade mais baixos, ou partindo de um nível de conhecimento mais baixo, os modelos análogos são mais eficazes com vista à progressão e reconceptualização dos modelos mentais dos fenómenos geológicos simulados?

5.2.4. Considerações

O modelo análogo de formação de um prisma acrecionário associado a uma zona de subducção, foi enquadrado científica e didaticamente de modo a simular a formação e deformação da Zona Sul Portuguesa (ZSP), em contextos de aprendizagem formais e não formais. Foi construída uma proposta de aplicação didática em contexto de sala de aula, mais exatamente em turmas de 12º ano. A proposta foi testada em duas turmas, uma de uma escola situada perto da zona em estudo - Caso A1, e a outra situada na zona da Grande Lisboa - Caso A2. A metodologia de ensino e aprendizagem proposta às professoras foi integrada numa perspetiva de ensino de investigação com uma metodologia de aprendizagem baseada na resolução de problemas. O problema centrava-se na formação da ZSP, e começou por ser explorado nas primeiras aulas, com recurso a documentos que fornecemos: três textos e quatro (três no Caso A1) cartas geológicas.

As aprendizagens, nestas primeiras aulas, terão dependido, para além de outros fatores, das professoras e dos alunos intervenientes, do tempo que foi dedicado à investigação com vista à resolução do problema e, de como esta foi colocada em prática. Seguem-se algumas semelhanças e diferenças entre os dois casos, relevantes nessa fase, abaixo descritas.

- A formação de base das professoras é semelhante- licenciatura em Geologia, assim como a experiência profissional (≥ 20 anos).
- As turmas, apesar de apresentarem dimensões distintas (pois os estudos de caso não se baseiam em amostragem aleatória) e de serem constituídas por alunos que viviam em locais diferentes, tinham outras semelhanças, como idade e relação com o trabalho experimental (de que a modelação análoga é um caso especial em Geologia).
- O tempo dedicado à investigação prévia (antes da atividade de modelação) foi superior no Caso A1, o que pode ter acontecido pelo facto de os alunos sentirem o problema de forma mais próxima que os do Caso A2.
- O tipo de ensino parece ter sido mais dirigido e mais tradicional no Caso A2 que no Caso A1, com uma menor abertura do problema, mas esta parece estar de acordo com o desenvolvimento cognitivo e nível de conhecimentos dos alunos, pois os alunos do Caso A2 revelaram sempre ter

mais dificuldades e um menor nível de conhecimentos. Em qualquer dos casos, o ambiente criado parece ter sido pouco interativo e participado (baixa interação aluno-aluno e aluno-professor), o que pode ter acontecido pela fraca familiarização com a metodologia.

- A aplicação do questionário antes da aula de modelação (pré-teste) permitiu concluir que os alunos do Caso A1 partiram de uma forma geral, de um nível de conhecimentos e de capacidades, superior ao dos alunos do Caso A2. Referimo-nos ao domínio dos conceitos estruturantes avaliados, direta ou indiretamente relacionados com o modelo e/ou com o fenómeno simulado, e capacidades cognitivas como as temporais, espaciais e de resolução de problemas (relacionado com os modelos mentais iniciais).

Quanto aos documentos utilizados, da análise dos relatórios orientados preenchidos pelas professoras e das notas da investigadora, parece-nos que o primeiro texto (Doc. I, Anexo II) terá sido o que teve menor relevância para a investigação: os alunos do caso A1 não se interessaram muito porque “já tinham dado essa matéria”, enquanto os do caso A2, acharam-no extenso e leram-no com alguma dificuldade por não terem hábitos de leitura de textos tão extensos na aula. A formatação por colunas pode também ter desincentivado a leitura.

Os Doc. II e III, respetivamente respeitantes à formação de turbiditos e ao conceito de modelo e de modelo análogo, terão sido importantes para a compreensão da função da modelação análoga.

Quanto à consulta das cartas geológicas, em geral, a turma do Caso A1, terá tido mais facilidade em relacionar o seu conteúdo com a resolução do problema. Por outro lado, a resolução do problema teve a vantagem de dar uma relevância às cartas que os alunos não tinham dado quando essa matéria foi lecionada (Cartografia). Também, como refere a professora, o Doc. II ajudou os alunos a interpretar as cartas.

Acresce que para a turma do Caso A2, há evidências de que a leitura do texto sobre os turbiditos terá sido benéfica para a compreensão da carta geológica e vice-versa, constatando que os turbiditos referidos na carta estariam associados a um limite convergente de placas. Ainda a propósito das cartas, a turma do Caso A2 voltou a ter dificuldades, especialmente na relação (interpretação) entre as duas dimensões da carta com um fenómeno geológico que decorreu nas quatro dimensões físicas, o que reforça a ideia de que, em geral, os alunos deste caso revelaram uma proficiência mais baixa em termos de “capacidades espaciais” (*spatial abilities*), em geral, ou no desenvolvimento de raciocínios de mais elevado grau.

Na aula que foi ministrada pelos investigadores (mais extensa no Caso A2), os alunos do Caso A2 manifestaram mais à-vontade perante os investigadores, enquanto os alunos do Caso A1, manifestaram-se um pouco hostis no início da aula em que intervimos, não revelando muita confiança relativamente ao que se ia passar. Algumas hipóteses podem ser avançadas para esta discrepância de comportamentos como, por exemplo, o facto de os alunos do Caso A2 estarem muito mais habituados a receber elementos

desconhecidos, dado que a escola tem tido núcleos de estágio, e situa-se mais próximo de um centro universitário (Lisboa) do que a do Caso A1 (apesar de esta se situar em zona urbana).

No entanto, em geral, os alunos em ambos os casos, mostraram interesse pela atividade de modelação análoga e acharam que a mesma os ajudou a entender o fenómeno simulado.

Para responder às questões de investigação,

1- *A modelação análoga (através dos modelos testados) em causa promove a compreensão de alguns conceitos estruturantes da Geologia que, simultaneamente, caracterizam os fenómenos naturais (Dinâmica, Ciclicidade, Evolução, Tempo, Espaço, Complementaridade)? E se sim, quais?*

2- *A modelação análoga (através dos modelos testados) em causa promove a resolução de um problema específico da Geologia de Portugal? E se sim, consegue fazê-lo através da reconceptualização dos modelos mentais sobre o fenómeno simulado?*

avaliou-se, através do questionário, em pré-teste e pós-teste, a influência da atividade de modelação análoga: *i)* no domínio de alguns conceitos estruturantes em Geologia; *ii)* na capacidade de resolução do problema, e ainda, *iii)* na compreensão da relação modelo/realidade.

Relativamente à primeira questão/objetivo 1 da investigação (conceitos estruturantes): as diferenças entre as turmas dos dois casos que tinham sido notórias no pré-teste, atenuaram-se ligeiramente no pós-teste. A influência da atividade de modelação análoga terá sido maior no Caso A2 do que no Caso A1, registando-se um aumento do desempenho por conceito e no global. Enquanto a turma do Caso A1 melhorou sobretudo no domínio dos conceitos Dinâmica, Tempo e Complementaridade; a turma do Caso A2 melhorou na Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço e Complementaridade.

A descida ligeira no desempenho dos alunos do Caso A1 para alguns conceitos como Evolução e Ciclicidade é hipoteticamente justificada pelo elevado nível de confiança de que partiram e a influência da presença de elementos desconhecidos quando responderam ao pós-teste. Mas é preciso tomar em linha de conta que os modelos podem sempre criar concepções alternativas. Só uma entrevista poderia decidir qual a justificação mais correta.

As subidas maiores registadas para a turma do Caso A2 no pós-teste, nos conceitos Tempo e Espaço, podem estar relacionadas com a atividade de modelação análoga. Juntamente com estes dois conceitos, parece-nos que a Complementaridade terá sido o outro conceito, cujo nível de desempenho por parte dos alunos dos dois casos, mais foi influenciado pela atividade de modelação. A subida de desempenho dos alunos neste conceito (Complementaridade) também pode estar relacionada com o tipo de fenómeno modelado, ou seja, um prisma acrecionário que resulta da deformação de sedimentos (e do fecho do oceano por subducção da placa onde os sedimentos, erodidos a partir da cadeia já formada, se vão depositando).

Os resultados obtidos a partir das respostas sobre as questões relativas à relação Modelo/Realidade foram importantes para averiguar a percepção dos alunos sobre as funções da atividade de modelação análoga. Esses resultados permitiram tirar as seguintes conclusões.

- Os alunos de ambos os casos perceberam bem, em geral, as relações análogas (dimensões e reologia dos materiais) entre o modelo e o fenómeno que se pretendia simular.
- À exceção do conceito Simplificação (em que o Caso A1 baixou), os alunos dos dois casos melhoraram em todos os outros conceitos inerentes à relação modelo/realidade.
- Os alunos do Caso A1 demonstraram maior proficiência que os do Caso A2, principalmente na compreensão da escala espacial em que a diferença em termos de progressão é muito grande.
- Alguns alunos do Caso A2 parecem não ter feito a devida extrapolação para o caso particular, o prisma acrecionário da ZSP, mas apenas para o fenómeno geológico geral, o que pode ser explicado pelo facto de o caso particular não lhes ser próximo.
- O facto de os alunos do Caso A1 terem baixado o seu desempenho para o conceito Simplificação lembra-nos que nunca é demais chamar a atenção e discutir, com os alunos, as limitações dos modelos. Isto porque senão forem bem explicitadas as relações de similaridade entre o modelo e a realidade simulada, poderemos estar a promover concepções erróneas, distantes do conhecimento científico que se pretende que os alunos construam.

Relativamente à segunda questão/objetivo 2 da investigação (capacidade de resolução do problema):

os resultados voltaram a ser diferentes para os dois casos, apesar de, em ambos, se ter verificado uma evolução no desempenho na resolução do problema, bem como na evolução dos modelos mentais acerca da formação da ZSP, ou de um prisma acrecionário qualquer associado a uma zona de subducção.

As mudanças foram mais “radicais” para os alunos do Caso A2, porque partiram de modelos mais rudimentares, mais intuitivos e menos complexos, parecendo ter conseguido construir ou reconstruir modelos mentais mais próximos dos científicos atuais.

A maior parte dos alunos do Caso A1 terá, provavelmente, partido de um modelo que justificava a formação da Zona Sul Portuguesa, ou de uma qualquer outra cadeia de montanhas em regime convergente de placas, no contexto do fecho do oceano (uma das fases do ciclo de Wilson), enquanto a maioria dos alunos do Caso A2 terão partido do “modelo colisional”. Assim, enquanto alguns dos alunos do Caso A1 terão supostamente, evoluído no seu modelo mental, para um modelo mais complexo, estabelecendo várias relações de causalidade, os do Caso A2, por terem partido de modelos mais simples, terão evoluído para modelos que passaram a integrar a zona de subducção.

Em suma, face aos resultados apresentados, a atividade de modelação análoga terá sido, em geral, proveitosa para os dois grupos de alunos, visto que, para além de terem provavelmente, evoluído, no que

diz respeito ao domínio dos conceitos estruturantes testados, também poderão ter evoluído, quanto aos modelos mentais que (re)construíram para explicar um prisma acrecionário associado à subducção.

Não será por acaso que alguns modelos mentais, mais intuitivos, que detetámos são semelhantes aos descritos em outros estudos (*e.g.* Arthurs, 2011), o que apoia a convicção quanto à necessidade de um esforço de maior aproximação aos modelos científicos atuais por via de atividades didáticas que podem/devem incluir a modelação análoga.

O melhor desempenho dos alunos do Caso A1, associado provavelmente a um maior empenho e/ou agilidade de raciocínios, apoia o argumento de que a utilização de exemplos próximos de casa ou da própria região, onde os alunos habitam, neste caso, da Geologia de Portugal, poderá ser um facilitador de compreensão dos modelos e da extrapolação para a realidade. O mesmo será dizer, que a utilização de exemplos de geologia regional/local, é facilitadora da compreensão dos fenómenos naturais e do planeta Terra, em geral.

Os resultados, destes dois casos, fundamentaram a aplicação do segundo modelo numa escola que se localizasse próximo do problema em estudo. Outras ilações retiradas destes dois estudos foram também mobilizadas para o caso B, através de: *i)* adaptações do questionário, já descritas (item 2.3.1.4.); *ii)* formatação a uma só coluna dos novos documentos, mesmo que aumentada a sua extensão aparente; *iii)* produção de mais documentos de apoio, para exigir maior interesse e debate entre os alunos, *iv)* simplificação da legenda da carta geológica da região que introduzimos no doc. V (Anexo III).

5.3. Caso B: Ambiente Transcorrente

O estudo que se descreve neste item decorreu numa Escola Secundária situada na região Centro-Norte do país, em zona urbana, próxima da estrutura cuja formação foi simulada. O modelo análogo aplicado tinha, assim, por finalidade, simular a formação da bacia de Valongo do Vouga, situada a Norte da cidade de Águeda. Em termos geológicos, a estrutura situa-se na Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, a Oeste do ramo principal da FPTFA.

A escola onde se desenrolou o Caso B localiza-se assim, no que diz respeito à Geologia de Portugal, entre o Terreno Ibérico, mais exatamente, a Zona Centro Ibérica, e a Bacia Lusitânica. É uma zona de grande variedade de litologias, de idades completamente distintas, que vão do Proterozoico até à atualidade.

5.3.1. Caracterização dos participantes no caso B

Os alunos que fizeram parte do Caso B integravam uma turma de Geologia do 12º ano de uma Escola Secundária situada em meio urbano, próxima da bacia de Valongo do Vouga. O número de alunos da turma que participaram nas atividades propostas foi de 21, sendo 14 do sexo masculino e 7 do sexo feminino (1:3), com uma média de idades de 17.5 (mínimo=17; máximo=18 anos), maioritariamente provenientes da mesma cidade ou arredores (mesmo concelho). Apenas 2 eram provenientes de concelhos limítrofes. Todos se inscreveram na disciplina de Geologia por opção própria.

Relativamente à relação com o trabalho experimental (TE) (questões 3.1., 3.2. e 3.3. do questionário-V1, Anexo IV), as respostas dos alunos foram distribuídas como a seguir se descreve. Quanto à realização do TE nas disciplinas de Ciências, 3 alunos referiram que o tinham realizado raramente, 17 às vezes, sendo que, apenas 1 referiu que tinha realizado frequentemente (fig. 305 A). Quanto à participação do aluno no TE (fig. 305 B), 1 aluno referiu não gostar, 2 são indiferentes, 11 admitiram que gostam de participar enquanto 7 assinalam a opção “gosto muito”. Por fim, a questão 3.3. do questionário (fig. 305 C) teve como resultado uma distribuição das respostas extrema entre as opções a) e d). Assim, 10 alunos admitiram que o trabalho experimental era habitualmente executado pelo professor e os alunos observavam, enquanto os restantes 11 consideraram estar habituados a que o TE fosse executado pelos alunos com orientação do professor.

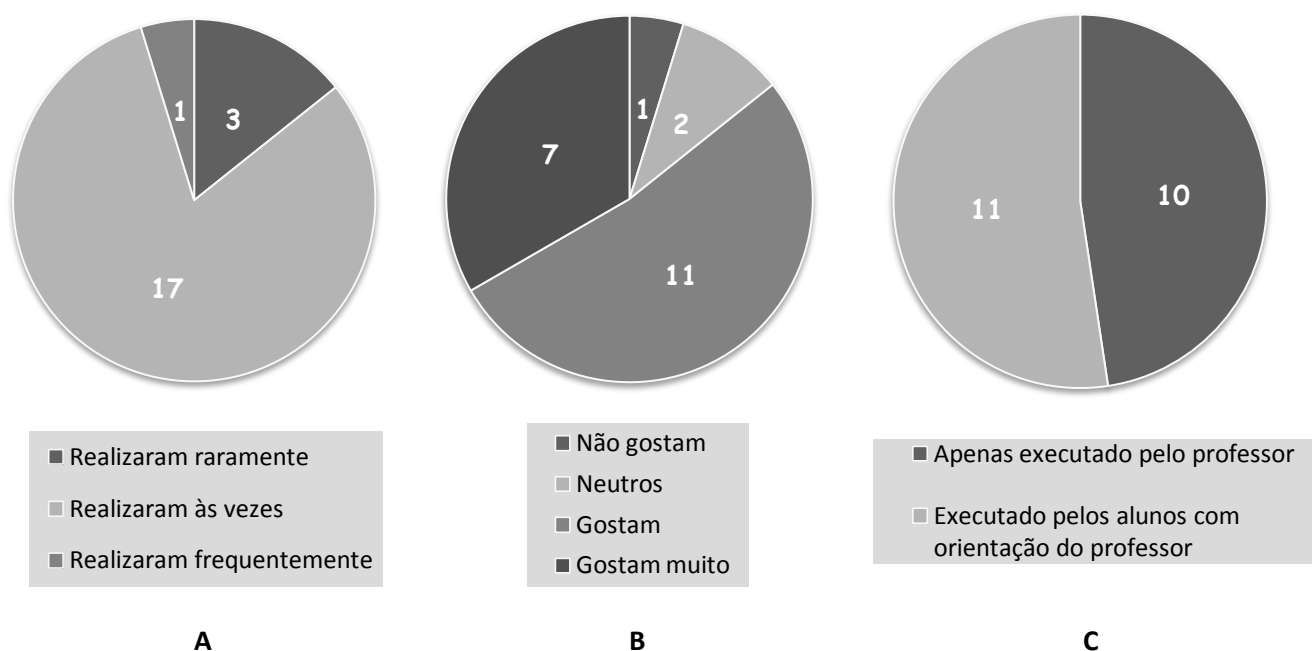


Fig. 305. Relação dos alunos do Caso B com o Trabalho Experimental.

- A- Frequência de realização;
 B- Gosto pela realização do Trabalho Experimental;
 C- Tipo de ensino associado ao Trabalho Experimental.

Em suma, de forma geral, os alunos do Caso B encontravam-se familiarizados com o trabalho experimental e gostavam de o realizar pelas suas próprias mãos, apesar de nem todos estarem habituados.

5.3.2. Implementação do estudo

A situação problemática proposta centrava-se na grande questão: “Como se terá gerado (ou formado) a bacia de sedimentação situada a Norte de Águeda (e os segmentos adjacentes, na dependência da ZCPFTA)?”. Tal como no problema relativo ao Ambiente Convergente, sugerimos à professora da turma do Caso B que orientasse os alunos de acordo com uma perspetiva de ensino por investigação, tendo como metodologia de aprendizagem, a baseada na resolução de problemas. Aconselhámos que orientasse os alunos de acordo com os tipos de questões da investigação geológica, como: *O Quê?, Quando?, Onde?, Como? e Porquê?* (Anexo III). Foi assim sugerida a mesma metodologia que nos casos A1 e A2.

O projeto foi presencialmente apresentado à professora no início do 2º Período (Janeiro de 2012), fornecendo-lhe formação básica através do conhecimento dos objetivos do trabalho a desenvolver, do modelo análogo e da metodologia a ele inerente, quer em termos da investigação científica quer da didática da Geologia.

Expusemos a situação-problemática e o papel dos recursos educativos que fornecemos (carta 1: 1 000 000 e Doc. I a VI, Anexo III), que os alunos iriam consultar. Referimos que outros materiais poderiam ser solicitados pelos alunos à professora como, por exemplo, manuais escolares ou amostras de rochas referidas nas cartas geológicas e nos documentos fornecidos. Foram ainda prestados esclarecimentos quanto à complexidade geológica e tectónica da região e fornecida a Carta Geológica de 1: 1 000 000 (LNEG-LGM, 2010).

A professora ficou de utilizar o número de aulas que achasse necessário para apresentar e fomentar a discussão do problema, entre duas a três aulas. Fornecemos a informação que considerámos básica e colocámo-nos à sua disposição para esclarecimento de dúvidas. Tal como nos casos A, não conhecíamos o nível de conhecimentos da docente nem quanto à metodologia de ensino e aprendizagem proposta, nem quanto aos seus conhecimentos científicos.

Mais tarde, foi-lhe enviada a planificação definitiva do conjunto de atividades (*vide* Anexo III). Como para a turma do Caso A1, também desta feita, por diversas razões, não se chegou a concretizar a saída de campo, inicialmente prevista, com a professora e os alunos.

Tal como ficara combinado, a implementação do problema aconteceu no mês de Maio. A professora já tinha informado os alunos do propósito da investigação bem como dos objetivos a ela inerentes. A realização da aula de modelação análoga, da nossa responsabilidade, realizou-se a 21 de Maio de 2012, enquanto as aulas da responsabilidade da professora em que o problema começou a ser abordado tiveram lugar na semana anterior.

No início da aula dedicada à atividade de modelação análoga, começámos por relembrar a situação-problemática a investigar, situando a bacia geograficamente, referindo as idades das diferentes litologias, apresentando e comentando fotografias da bacia e de algumas falhas, com o apoio de uma apresentação em *PowerPoint*® (Anexo III). De seguida, um dos investigadores, o Prof. Paulo Fonseca, ilustrou e demonstrou a reologia de alguns materiais vulgares e utilizados em modelação análoga (elásticos, clips metálicos, plasticina, silicone putty), explicando a escolha das areias nesta experiência para simular as rochas da crosta superior. Passámos de seguida à atividade de modelação da estrutura em causa, cujos modelos estavam já preparados.

A montagem dos modelos foi semelhante à que foi desenvolvida e se encontra descrita no cap. IV. Como se tratava agora da implementação didática, e visto que a realização dos cortes finais para observação da estrutura exige que a mesma seja previamente humedecida, utilizámos dois modelos. O primeiro foi preparado antes da aula, realizada a deformação e molhado no pátio da escola (fig. 306), seguindo-se o transporte para dentro da sala de aula. Como nas experiências descritas no cap. IV, foram as duas placas de esferovite colocadas lado a lado, ligadas por elásticos, em cima de uma mesa. Depois de se fixar o tecido com alguma elasticidade à esferovite, polvilhou-se a areia em camadas, até perfazer cerca de 3 cm de altura.

Procedeu-se à movimentação relativa dos dois blocos de esferovite, em incrementos de 1 cm de cada lado, provocando a deformação da multicamada de areia (fig. 306 e 307 A). A seguir impregnámos de água. Igual procedimento foi posto em prática para o segundo modelo já em aula para que os alunos observassem (fig. 307 B).



A



B

Fig. 306. Modelo preparado no exterior do edifício. Na aula, realizámos modelação análoga semelhante, preparando o modelo da mesma forma.

A- Antes da deformação;

B- Após 3 cm de movimentação de cada lado.

Tal como no primeiro modelo, produziram-se marcas circulares na superfície da última camada para funcionarem como marcadores cinemáticos, evidenciando a deformação predominante em cada zona (fig. 307 A).



A



B

Fig. 307. O mesmo modelo que na figura anterior no final da deformação.

A - Estádio final da deformação aos 6 (no total 12) cm de deslocamento de cada lado;

B - Fase de cortes em que se evidenciam falhas normais.

Provocámos o movimento de desligamento, através de incrementos de 1 cm em simultâneo de cada lado, até perfazer 6 cm (12 cm no total), como na primeira experiência. Ao longo do processo de montagem da experiência, fomos discutindo com os alunos as relações entre a modelação observada e o processo real. Depois procedemos aos cortes da multicamada já impregnada de água: 1º modelo (fig. 307 B e 308).



Fig. 308. Cortes que evidenciam falhas predominantemente de desligamento (A) e predominantemente normais (B). Quando a quantidade de água é excessiva acaba por, ao infiltrar-se nas falhas, provocar erosão. Foi o que sucedeu neste caso (A).

Passamos de seguida aos resultados inferidos a partir dos três instrumentos de recolha de dados.

5.3.3. Análise de dados e interpretação de resultados

A análise dos dados recolhidos foi realizada através de três instrumentos de recolha: o relatório orientado preenchido pela professora, as notas da investigadora e o questionário (pré e pós-teste) preenchido pelos alunos. Expõe-se também, neste item, a interpretação dos resultados obtidos.

5.3.3.1. Relatório da professora e notas da investigadora

A professora da turma era docente há 24 anos e possuía uma licenciatura em Ensino de Biologia e Geologia, sendo esta a sua mais elevada graduação académica. Desde o primeiro contacto revelou bastante interesse e entusiasmo no projeto apesar de o assunto lhe ser completamente desconhecido, como referiu, tendo colocado durante a reunião presencial que tivemos e, posteriormente, por correio eletrónico, diversas questões do foro científico. Não colocou quaisquer dificuldades à implementação da atividade como propusemos, tendo como perspetiva de ensino a orientada para a investigação e apoiando-se na metodologia de aprendizagem baseada na resolução de problemas. A docente dedicou duas aulas à exploração de textos e cartas, a primeira de 135 minutos e a segunda de 90 minutos.

No relatório que preencheu, a professora refere que no 1º período explicou à turma que iriam aprender com outra metodologia que consistia em responder a uma questão-problema diretamente relacionada com a Geologia da região, tentando espelhar o papel de um investigador. E referindo-se aos alunos, diz: “Mostraram-se logo entusiasmados”.

Na primeira aula dedicada à apresentação do problema, a professora colocou a questão-problema no quadro e distribuiu os documentos, entre os quais, a Carta Geológica de Portugal à escala 1: 1 000 000. Refere que a primeira reação de alguns alunos, após primeira leitura, foi considerar que a resposta era fácil e que havia documentos de que não iriam necessitar. Mas, quando a professora lhes pediu a solução por escrito, começaram a considerar o assunto mais complexo. “Perdiam-se em pormenores, não chegavam à parte essencial, foram à net pesquisar outros documentos [...] porque segundo eles a bibliografia não chegava! Discutiam imenso entre eles. Era bonito de se apreciar!” Refere ainda a professora. “A discussão continuava acesa no final da segunda aula”. A professora referiu que sentiu que alguns grupos precisavam de mais uma aula para digerir melhor o enquadramento e as fontes de pesquisa.

Como principais dificuldades sentidas, a professora referiu: a compreensão da questão-problema; a perceção da relevância de todos os documentos fornecidos; o serem objetivos, dispersando-se em pormenores. Em relação à importância de textos e da atividade de modelação para a resolução do problema, a professora referiu que os textos e as cartas foram importantes, sem eles seria impossível a compreensão do problema, no entanto, os alunos manifestaram dificuldade em interligá-los e em reconhecer a sua utilidade. Precisaram de orientação por parte dela para não se perderem.

Quanto à atividade de modelação análoga, a professora referiu que os alunos puderam constatar “[...] aquilo que alguns defendiam mas que tinham dificuldade em transpor para o papel”. “Perceberam [...] e penso que grande parte dos alunos, sabe neste momento explicar como se formou a bacia”.

Assim, pelos relatos da professora podemos considerar que os alunos tiveram dificuldade em encontrar a informação essencial nos documentos e na sua interligação. No entanto, certamente pelo entusiasmo e empenho revelados e transmitidos pela professora terão conseguido ultrapassar os obstáculos iniciais, o que se veio a confirmar na aula da atividade de modelação análoga.

Durante a aula de modelação, foi-nos dado a perceber que os alunos tinham efetivamente estudado o problema. Não se mostraram intimidados por sermos elementos desconhecidos. Responderam à nossa solicitação inicial de exporem as ideias que tinham elaborado sobre a formação da bacia, que já consideravam que deveria estar relacionada com “as falhas”. Mostraram-se interessados no problema a resolver e no modelo, demonstrando atenção, concentração, curiosidade. Tiraram apontamentos, colocaram questões e discutiram o assunto colocando-se no papel de investigadores, como se viessem a ser avaliados mais tarde com consequências para a sua vida futura.

Passamos agora à análise das respostas ao questionário nas duas versões, pré e pós-teste (V1 e V2 respetivamente).

5.3.3.2. Respostas ao questionário

Os questionários da turma do Caso B foram codificados de EA01 a EA21. Foram utilizados os mesmos critérios de análise, para as diversas questões, que já tinham sido aplicados para os Casos A1 e A2.

5.3.3.2.1. Domínio de conceitos estruturantes

Tal como para as turmas dos Casos A1 e A2, também para o Caso B, realizámos uma análise de desempenho por questão e outra por conceito estruturante, comparando sempre os resultados do pré-teste (V1) com os do pós-teste (V2). A primeira permitiu avaliar o desempenho geral da turma por questão, verificando o grau e sentido de progressão do pré-teste (V1) para o pós-teste (V2), enquanto a análise por objetivo permitiu averiguar o grau de prossecução por conceito estruturante, incluindo o desempenho por cada grupo de questões que satisfaz cada um dos objetivos/conceitos estruturantes estabelecidos. Também para cada um deles se averiguou a progressão do pré-teste para o pós-teste, inferindo o grau de influência que pode ter tido a atividade de modelação análoga.

A-Análise por questão

Os resultados encontram-se expressos nos gráficos das fig. 309 e 310 (grupos de questões 4A e 4B; 4C e 4D, respetivamente, do questionário; *vide* Anexo III).

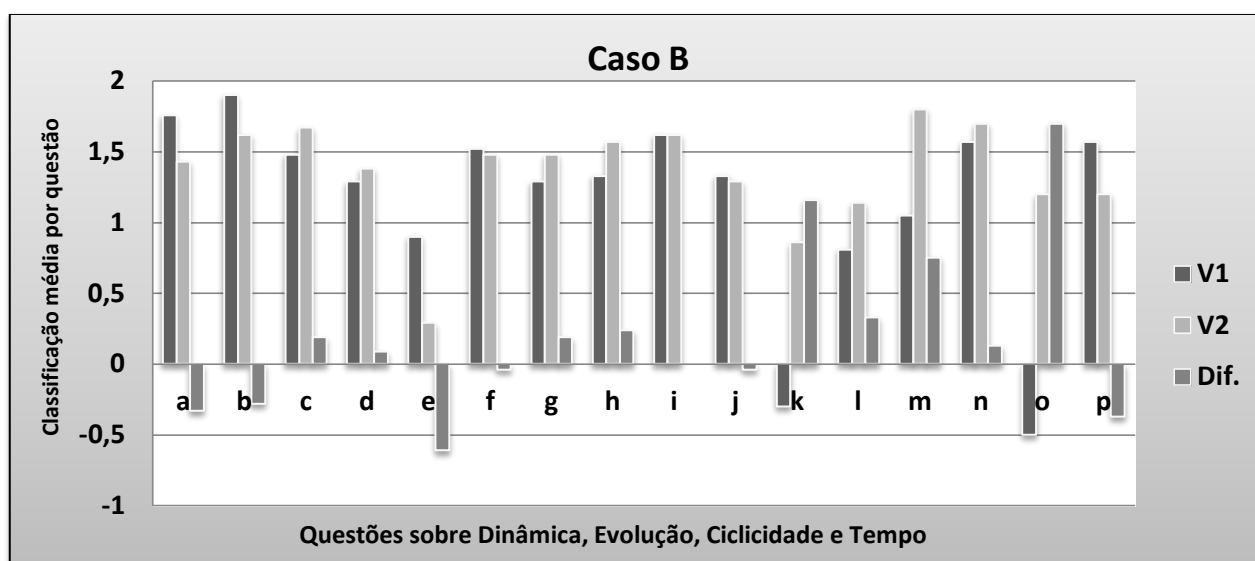


Fig. 309. Diferenças de classificações (em média) entre as respostas dadas na V2 e na V1, obtidas pelos alunos do Caso B nas questões 4A e 4B, referentes aos conceitos estruturantes Dinâmica, Evolução, Ciclicidade e Tempo. O valor máximo possível é 2.

No que diz respeito às questões 4A e 4B (fig. 309), os alunos do Caso B manifestaram, através das suas respostas, um desempenho bastante positivo em ambos os momentos de avaliação (V1 e V2), atingindo classificação média de 1,5 ou mais em cerca de metade das questões. Relembramos que a amplitude de resposta era entre (+2) e (-2). Apresentam também uma progressão positiva na maioria das questões. Manifestaram apenas uma quebra de desempenho no pós-teste (V2) para as questões a), b), e), j) e p).

As alíneas mais pontuadas foram, em média: no pré-teste (V1), a alínea a) com 1,76 valores e a b) com 1,9; no pós-teste (V2), a alínea c) com 1,67 e a n) com 1,7. As alíneas menos pontuadas foram: no pré-teste (V1) a k) e a o), com -0,3 e -0,5 respetivamente, enquanto no pós-teste (V2) foram a e) e a k), com 0,29 e 0,86, respetivamente. As maiores subidas registaram-se, nas alíneas k) e c) com 1,16 e 1,7, respetivamente. Enquanto as maiores descidas se registaram para a alínea a) com -0,33 e para a e) com -0,61.

No geral, os alunos do Caso B, no pós-teste, melhoraram, em média, o seu desempenho em 9 questões, baixaram em 6 e mantiveram em uma.

No que diz respeito às questões 4C e 4D (vide gráfico da fig. 310), os alunos do Caso B, no pós-teste, melhoraram, em média, os seus resultados em todas as questões à exceção das alíneas a) e c). As questões mais pontuadas foram, na V1, as alíneas a) com 1,57 e j) com 1,62, enquanto na V2, foram as alíneas i) e j) com 1,71. As menos pontuadas foram, na V1, as alíneas c) e g) com, respetivamente, -0,3 e -0,05, enquanto para a V2, foram as alíneas c) com -0,5 e g) e o) com 0,43. As maiores subidas registaram-se nas alíneas h) e m), ambas com 0,67, enquanto as maiores descidas se registaram para as questões a) com -0,09 e c) com -0,2.

No geral, os alunos do Caso B, para as questões 4C e 4D, melhoraram, em média, o seu desempenho no pós-teste em 14 questões, descendo apenas em duas.

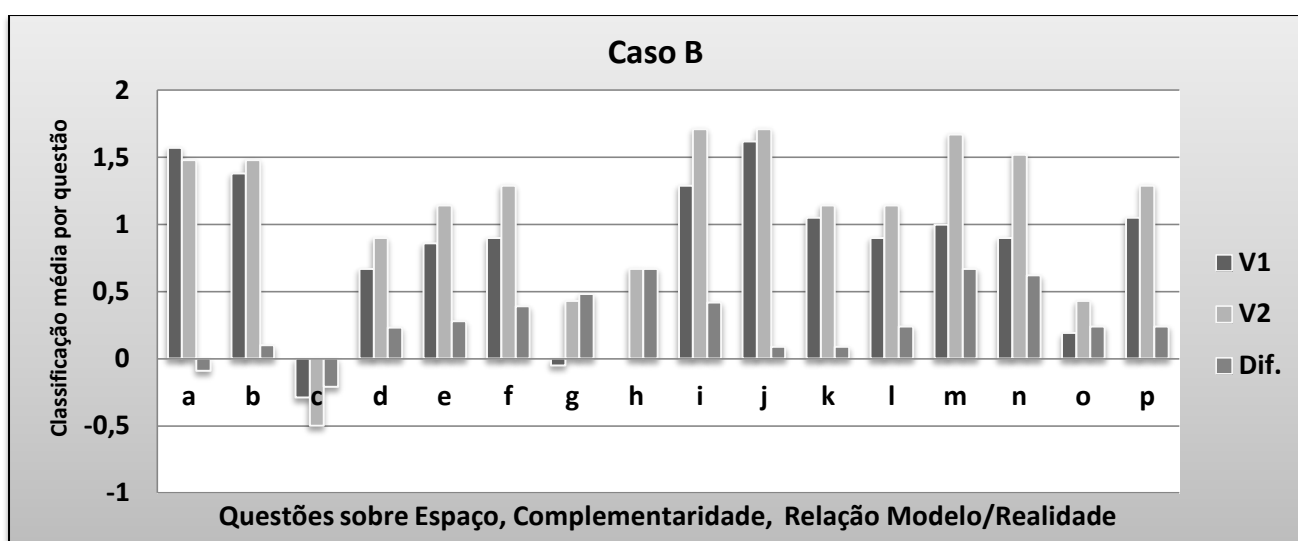


Fig. 310. Diferenças de classificações (em média) entre as respostas dadas na V1 (pré-teste) e na V2 (pós-teste) pelos alunos do Caso B às questões 4C e 4D, referentes aos conceitos estruturantes Espaço, Complementaridade, Relação Modelo/Realidade. O valor máximo possível é 2.

B-Análise por conceito estruturante

Dinâmica

As afirmações que averiguavam este conceito estruturante são as mesmas que para o estudo sobre a ZSP (*vide* Anexos IV e VI). Os resultados dos alunos do Caso B encontram-se expressos nos gráficos da fig. 311.

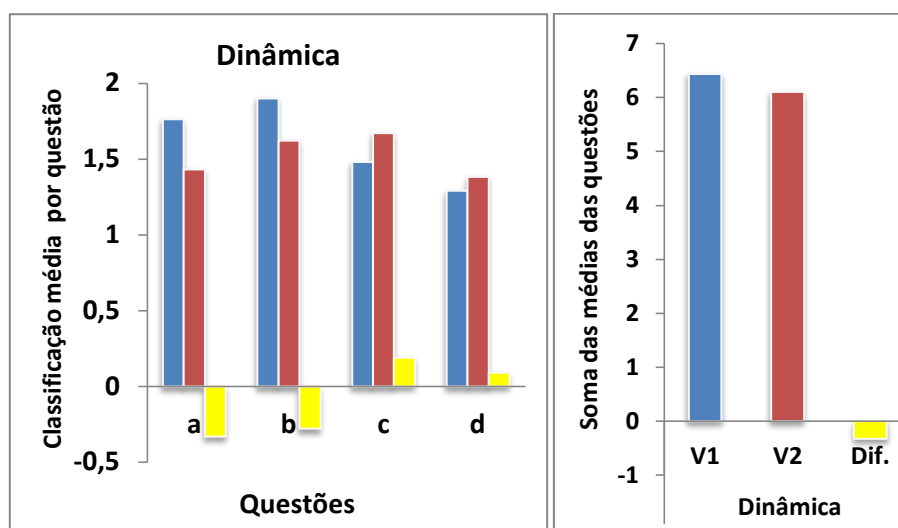


Fig. 311. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Dinâmica, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação análoga.

Verificou-se, para o conceito Dinâmica, uma pequena descida no desempenho das respostas à V2 do questionário relativamente às da V1, fruto essencialmente da descida verificada nas questões a) e b). No entanto, o grau de prossecução para este conceito é elevado em ambos os momentos de observação (pré e pós-teste), o que pode justificar a quebra no pós-teste.

Evolução

As questões que averiguaram o conceito Evolução foram as e), f), g), e h) do grupo 4A e 4B do questionário (*vide* Anexo VI e item 3.1.4).

A ligeira descida nos resultados dos alunos do Caso B neste conceito (fig. 312), verificada no pós-teste, terá acontecido principalmente devido aos resultados na alínea e). E, apesar de na alínea f) também se verificar uma pequena descida, nas questões g) e h), os resultados foram opostos. Provavelmente, os resultados nas alíneas e) e f) devem-se à ênfase que colocámos no facto de o curso dos rios que circulam na bacia terem sido condicionados pela rede de fracturação aí existente, em estreita associação com a falha PTFA. Essa ênfase poderá ter provocado alguma confusão nos alunos.

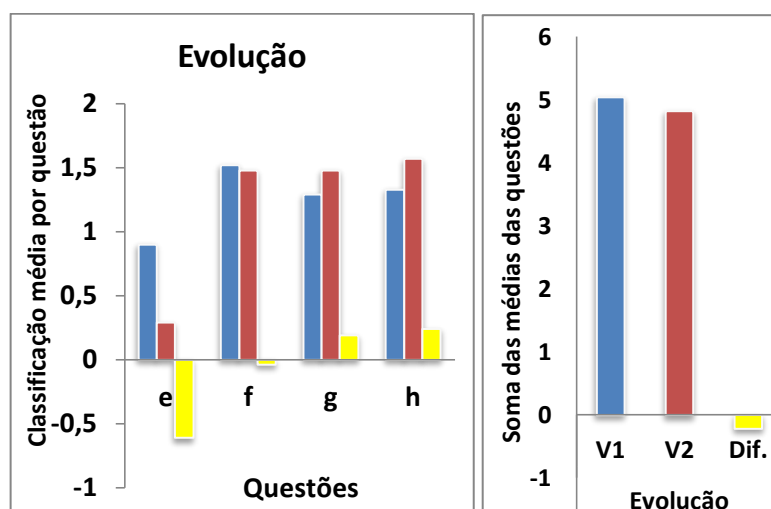


Fig. 312. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Evolução, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação análoga.

Ciclicidade

O domínio do conceito Ciclicidade foi averiguado através das questões i), j), o) e p) do questionário, que não sofreram modificações em termos de redação relativamente ao questionário aplicado aos Casos A (*vide* Anexos IV e VI). Nas primeiras questões praticamente não se registou alteração nos resultados (fig. 313), apenas uma pequena descida na questão j). As questões o) e p) voltaram a registar resultados um pouco ambíguos. Verifica-se que na questão o) grande parte dos alunos terão mudado de opinião reconhecendo que a Pangea não terá sido o primeiro supercontinente da História da Terra, no entanto, após a atividade de modelação, alguns alunos não reconhecem que ela se terá formado à custa da junção de outros continentes. Mais uma vez, colocamos a hipótese do conteúdo destas duas questões poder não avaliar a prossecução deste conceito/objetivo por introduzir alguma confusão. Neste caso, a atividade proposta simula um fenómeno que é posterior à formação da Pangea. Parece-nos assim, mais uma vez (tal como na questão sobre a ilha da Madeira que alterámos no questionário aplicado no Caso B), que a menção a um particular objeto geológico pode confundir os alunos. A sugestão futura será a alteração para um qualquer supercontinente, em vez de Pangea.

No cômputo da soma das médias das 4 questões, a turma subiu neste conceito após a atividade de modelação análoga.

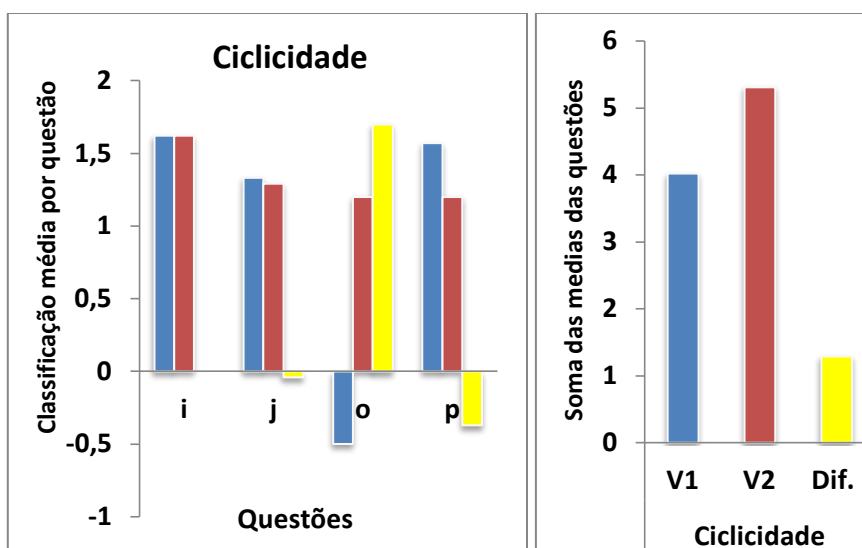


Fig. 313. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Ciclicidade, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Tempo

As questões que averiguavam o conceito Tempo, ou seja, as alíneas k), l), m) e n) do grupo 4 A e B, não sofreram alterações relativamente às do questionário aplicado aos Casos A (*vide* Anexos IV e VI).

Em todas as questões, que avaliavam o desempenho relativamente ao conceito Tempo (fig. 314), verificou-se uma melhoria do desempenho dos alunos no pós-teste que se refletiu numa subida notória neste conceito.

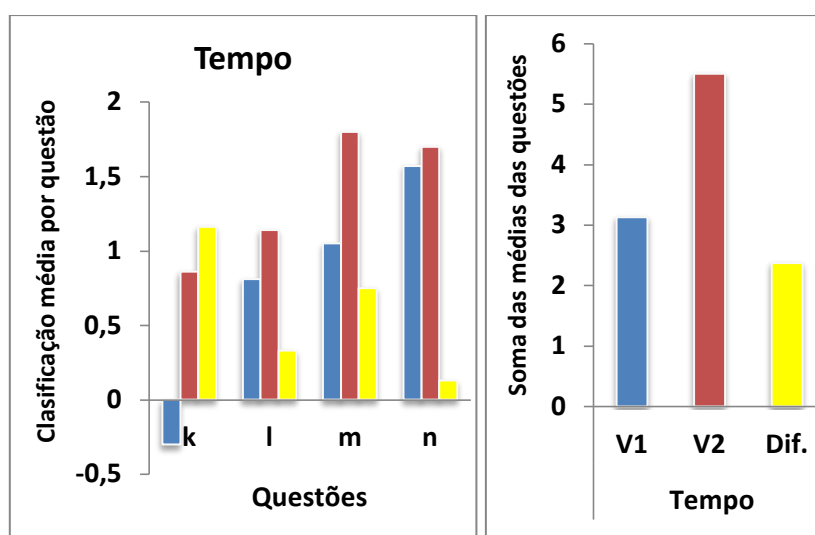


Fig. 314. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Tempo, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação.

Passamos agora a analisar os resultados obtidos para os outros dois conceitos estruturantes gerais, não diretamente relacionados com o modelo, que foram avaliados a partir das questões 4C e 4D, ou seja, o Espaço e a Complementaridade.

Espaço

As questões, a), b), c) e d), que averiguavam este conceito foram apresentadas tal como no questionário aplicado às turmas dos Casos A1 e A2 (*vide* Anexos IV e VI).

A turma do Caso B registou uma ligeira subida no conceito Espaço (fig. 315), resultante principalmente da subida na questão d) e de flutuações pouco notórias nas outras questões. É, no entanto, apenas nas alíneas a) e c) que esta amostra desce nos itens 4C e 4D. Mais uma vez, estas descidas podem ser o resultado de fraca reflexão por alguns alunos, sobre a relação espacial entre o modelo e a realidade, se bem que as afirmações em causa não estão diretamente relacionadas com o modelo.

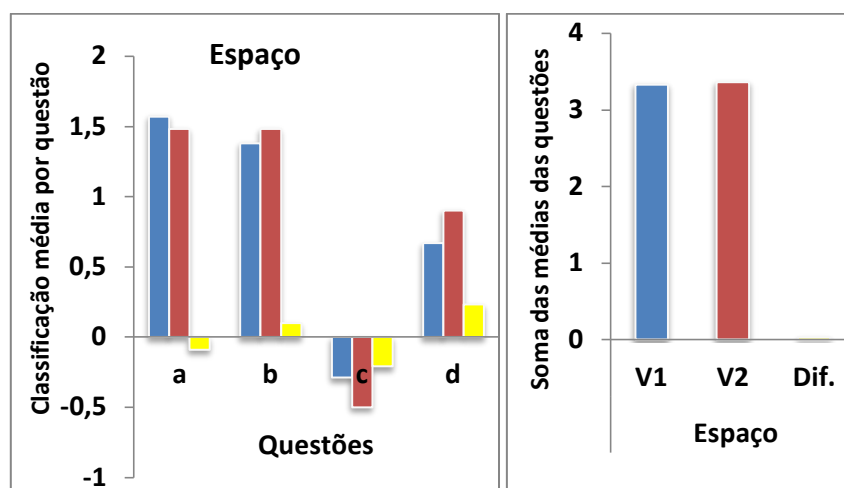


Fig. 315. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Espaço, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação análoga.

Complementaridade

Finalmente, as questões, e), f), g) e h), que averiguavam o conceito Complementaridade, foram apresentadas tal como no questionário aplicado às turmas dos Casos A1 e A2. Os resultados estão expressos nos gráficos da fig. 316.

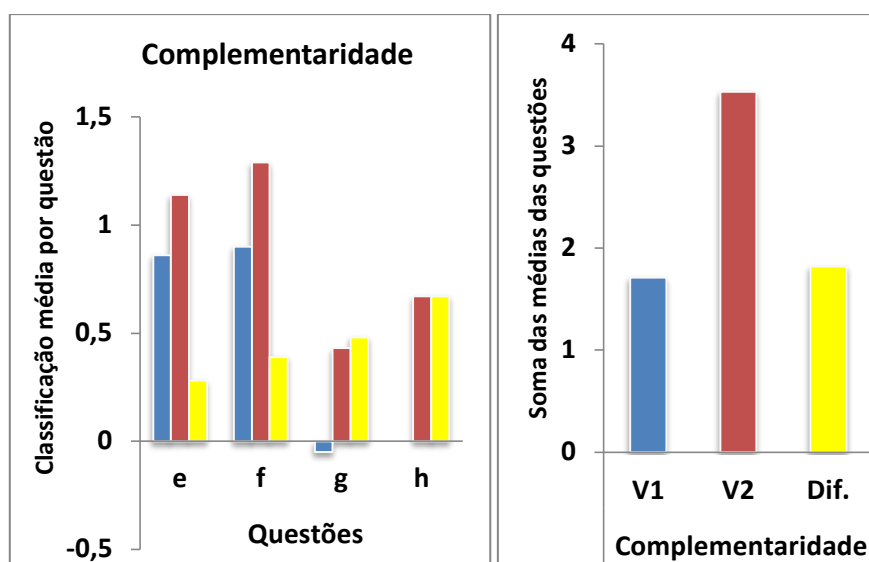


Fig. 316. Resultados da turma do Caso B relativamente ao conceito Complementaridade, por questão e total, antes (V1) e após (V2) a atividade de modelação análoga.

No conceito Complementaridade verificou-se, no geral, uma subida notória dos resultados no pós-teste, consequência de uma subida em todas as questões.

A seguir, expõe-se a análise conjunta destes 6 conceitos: Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço e Complementaridade, cujos resultados se encontram expressos no gráfico da fig. 317.

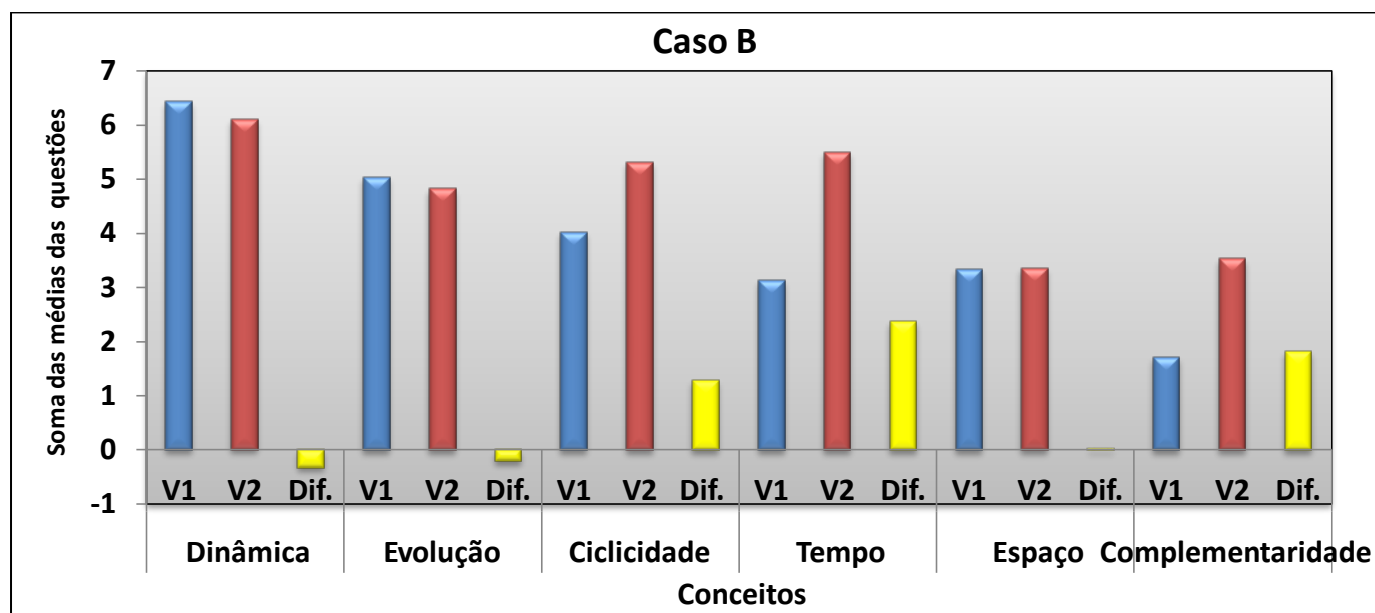


Fig. 317. Soma das classificações, atribuídas às respostas dos alunos do Caso B, por conceito (Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço e Complementaridade). A cotação máxima possível é 8 (soma de 4 questões).

Da análise aos resultados obtidos pela turma do Caso B, nos 6 conceitos, é de referir que não se registaram grandes alterações na Dinâmica, Evolução e Espaço, após a aula da atividade de modelação análoga, tendo-se registado descidas muito pouco notórias na Dinâmica e Evolução que podem estar relacionadas com o facto de ter sido uma aula “diferente” ou com o fator “novidade” como nas atividades “fora da escola” (Orion, 2003).

No caso do conceito Ciclicidade, apesar de se ter verificado uma subida, a mesma fez-se à custa de uma só questão. Já no que se refere aos conceitos Tempo e Complementaridade, a subida em todas as questões, permite-nos inferir que a atividade de modelação análoga terá tido alguma importância na prossecução dos objetivos relativos a estes conceitos.

5.3.3.2.2. Relação Modelo/Realidade

Tal como para os Casos A1 e A2, também no que diz respeito à avaliação da compreensão da Relação Modelo/Realidade, utilizámos: os resultados das questões 4D, a análise das respostas à questão aberta 6.1. e os dados fornecidos pelas respostas à questão fechada 6.2. Os resultados das 3 questões permitiram

perceber melhor a capacidade dos alunos de extrapolação do fenómeno simulado através do modelo para o fenómeno real.

Assim, como para os alunos dos Casos A1 e A2, apresentamos os resultados em conjunto para os conceitos que integram a Relação Modelo/Realidade e que foram avaliados através das questões 4D do questionário. Neste caso, como foi já referido, cada conceito foi avaliado por duas questões (fig. 318) e não quatro como para os conceitos anteriores.

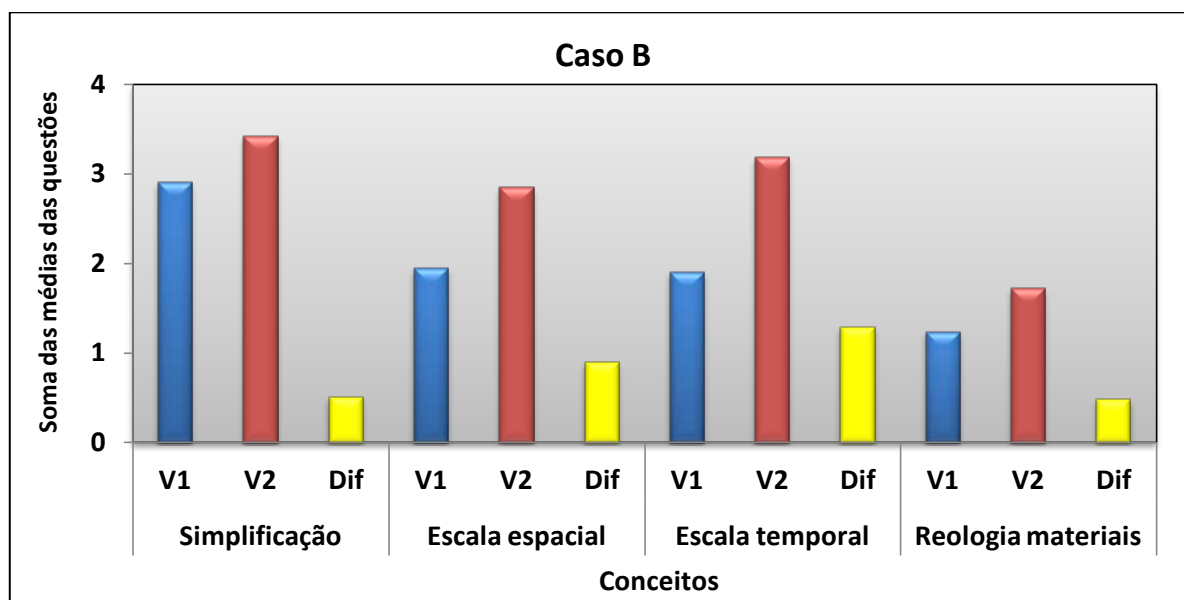


Fig. 318. Desempenho dos alunos do Caso B quanto aos conceitos estruturantes inerentes à Relação Modelo/Realidade: Simplificação, Escala espacial, Escala temporal, Reologia dos materiais. A cotação máxima possível para cada conceito é 4 (soma de duas questões).

Da análise do gráfico da fig. 318, verifica-se que os alunos do Caso B subiram na prossecução de todos os conceitos relativos à relação modelo/realidade. O resultado é bastante positivo registando-se a maior subida para a Escala temporal, precedida pela Escala espacial.

Relativamente à questão 6.1., registámos as várias diferenças e semelhanças referidas pelos alunos entre o modelo e a realidade. Depois contabilizámos a frequência de respostas para cada aspeto mencionado. Os resultados foram projetados no gráfico da fig. 319.

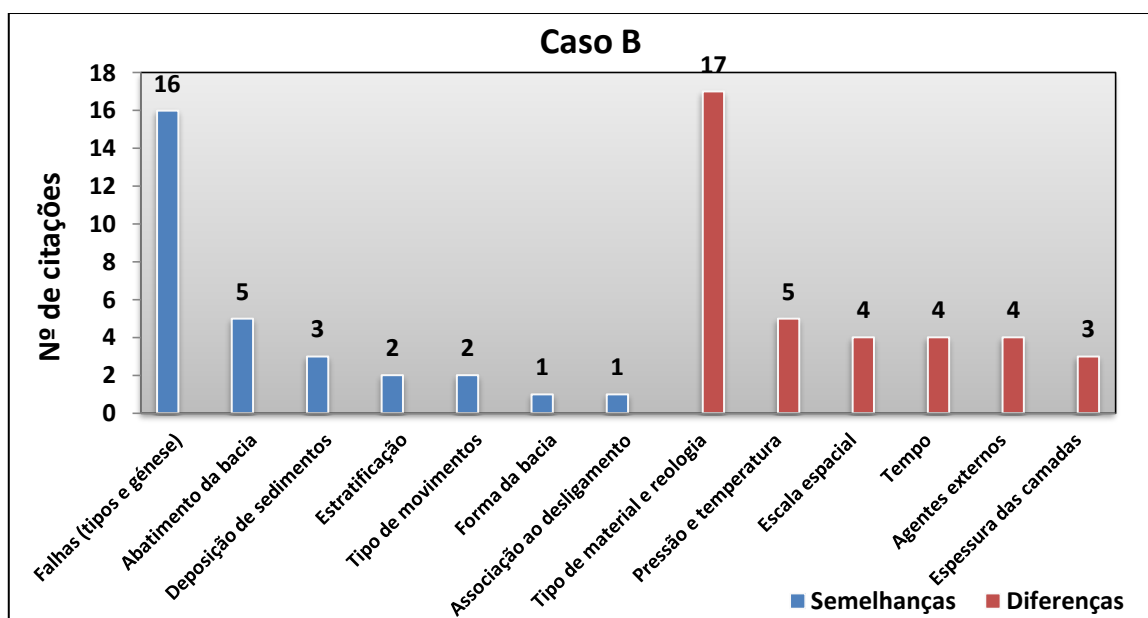


Fig. 319. Semelhanças e diferenças entre o modelo e o fenômeno simulado apontadas pelos alunos do Caso B e frequência de cada aspecto considerado.

Os alunos do Caso B (fig. 319) mencionaram com maior frequência, como semelhanças, as **falhas** quanto ao tipo e à formação, seguidas do **abatimento (ou depressão) da bacia**. Como principal diferença, mencionaram: os **materiais utilizados**, incluindo a sua reologia, seguidos da **pressão e temperatura**. Logo, a seguir, em frequência de respostas, mencionaram as diferenças de dimensão (**escala espacial**) a que se junta a dimensão em altura que mencionam como espessura das camadas, bem como a diferença de duração do fenômeno (**tempo** ou espacial) entre modelo e realidade. É também de salientar a referência por 4 alunos, à inexistência, no modelo, de erosão ou de transporte (**agentes externos**), ou seja, a fenômenos geológicos não observados no modelo.

Quer quanto às semelhanças como às diferenças mencionadas (tipo e número), as respostas dos alunos do Caso B tiveram sentido lógico e denotaram a compreensão do que o modelo representa, incluindo as suas limitações.

Quanto ao grau de percepção da compreensão do fenômeno real a partir do modelo, os resultados das respostas dos alunos do Caso B (à questão 6.2), distribuíram-se de acordo com o gráfico da fig. 320. Nenhum dos alunos assinalou a opção nada esclarecido, apenas 1 assinalou pouco esclarecido, 12 assinalaram a opção bastante esclarecido, enquanto os 8 restantes, assinalaram a opção muito esclarecido.

Os resultados das respostas às três questões sobre a Relação Modelo/Realidade sugerem assim, que os alunos, em geral, terão conseguido fazer a extrapolação do modelo para a realidade, visto que identificaram várias semelhanças e diferenças e perceberam as várias relações (espaciais, temporais e reológicas) entre o modelo e a realidade.

Identificaram, como semelhanças, estruturas formadas como falhas, a formação da bacia e a sedimentação, enquanto nas diferenças conseguiram identificar fatores que não são contemplados pelo modelo como a pressão e a temperatura ou os fatores externos. A percepção de que o modelo os deixou na maioria bastante e muito esclarecidos, confirma o conhecimento consolidado com o contributo da atividade de modelação análoga.

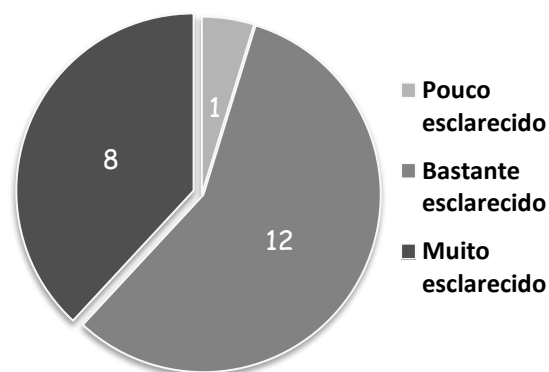


Fig. 320. Grau de percepção dos alunos quanto à compreensão do fenómeno real a partir do modelo.

5.3.3.2.3. Resolução do problema “Como se formou a bacia a Norte de Águeda?”

Para este Caso (B), o problema proposto foi: *Como se terá gerado (ou formado) a bacia de sedimentação situada a Norte da cidade de Águeda?*

Foram analisadas as respostas à questão 5.1. (Anexo VI) nas duas versões do questionário (V1 e V2) para avaliar a capacidade dos alunos de resolução do problema proposto. Os modelos mentais iniciais, expressos na V1, seriam resultantes, essencialmente, da consulta e discussão dos textos, incluindo a carta geológica, desencadeadas pela professora nas primeiras aulas. Os mesmos modelos mentais, seriam, posteriormente, alvo de algumas modificações por influência da aula em que se desenvolveu a atividade de modelação análoga.

Passamos à análise dos resultados obtidos na V1 (nível inicial) e na V2 (nível final), bem como da progressão de cada aluno, identificado pelo respetivo código (de EA01 a EA21). Estes encontram-se expressos no gráfico da figura 321. Lembra-se que as respostas foram integradas nos níveis de 0 a 7.

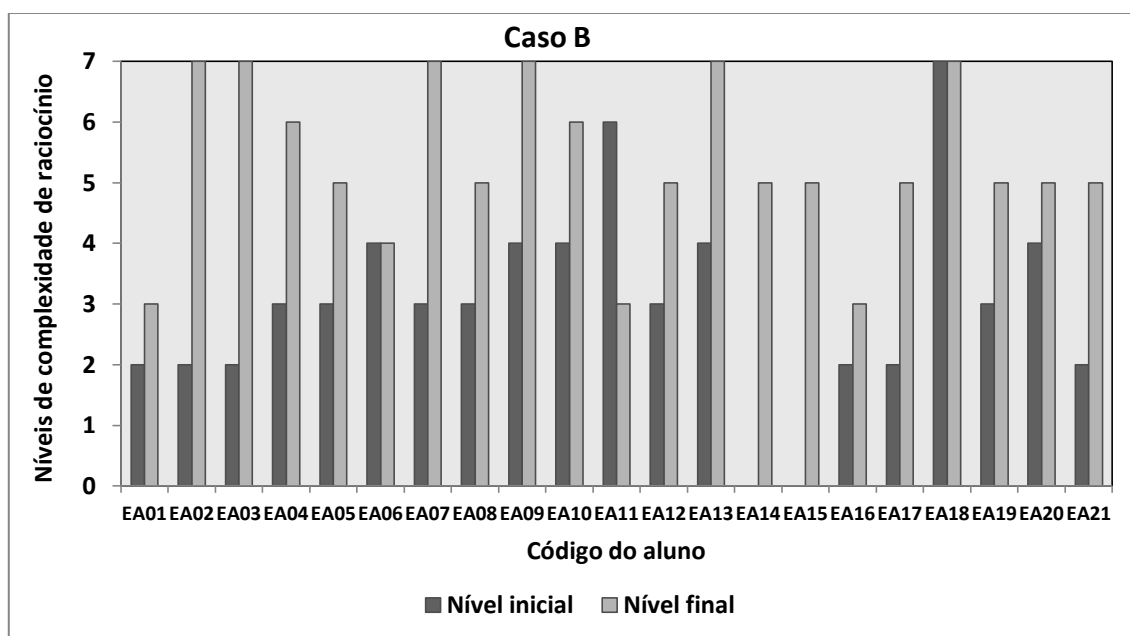


Fig. 321. Progressão (do pré-teste/V1 para o pós-teste/V2) dos alunos do Caso B relativamente aos níveis/modelos que aparentemente utilizaram para explicar a formação da bacia de sedimentação a Norte de Águeda.

O aluno EA11 da turma do Caso B é o único que aparentemente utiliza, no pós-teste, um modelo menos elaborado que no pré-teste. Dois dos alunos (EA06 e EA17) terão mantido o mesmo modelo após terem assistido à atividade de modelação análoga da bacia de sedimentação, enquanto os restantes (18) terão modificado o modelo inicial, tornando-o mais complexo, de acordo com a categorização efetuada (fig. 321). Dezasete dos alunos, após a atividade, referem a influência das duas componentes do movimento na formação da bacia, e seis deles referem, para além da movimentação tectónica, a sedimentação como fator importante para a formação da bacia. Antes, mais de metade dos alunos parece ter partido dos níveis 0, 2 ou 3 revelando modelos muito simples. A evolução é muito grande para alguns alunos (cerca de 6) após a atividade, que conseguem atingir os níveis 6 e 7, tendo partido de níveis baixos.

Fica assim bastante claro, de acordo com os resultados obtidos, que a atividade de modelação foi aparentemente determinante (mais que a discussão prévia com base nos textos e na carta geológica, como é corroborado pelas palavras da professora) para que os alunos percebessem e confirmassem o modelo que começavam (mentalmente) a (re)construir. Para além de, aparentemente, terem compreendido que a bacia se formou por movimentação tectónica, num segundo plano, a maioria dos alunos percebeu que essa movimentação pode ter tido duas componentes: de desligamento e normal.

Por outro lado, alguns alunos (os que atingiram o nível 7) evidenciaram a ideia de que os processos geológicos são complementares, ao acrescentarem a sedimentação, como fenómeno importante para a formação da bacia.

5.3.4. Considerações: Caso B

O modelo análogo da formação de uma bacia de desligamento, foi enquadrado científica e didaticamente de modo a simular a formação e deformação da bacia de Valongo do Vouga, situada a Norte da cidade de Águeda, em contextos formais e não formais de aprendizagem. Foi construída uma proposta de aplicação didática em contexto de sala de aula, para o 12º ano.

A proposta foi testada numa turma de uma escola situada próximo do problema em estudo. A metodologia de aprendizagem proposta foi a baseada na resolução de problemas. O problema centrava-se na formação da bacia de Valongo do Vouga, e começou por ser explorado nas primeiras aulas, com recurso a documentos que fornecemos: a Carta Geológica de Portugal à escala 1: 1 000 000 e seis documentos textuais mas que também incluíam mapas, esquemas e fotografias.

As aprendizagens, nestas primeiras aulas, terão dependido, para além de outros fatores, das professoras e dos alunos intervenientes (conhecimento prévio, motivação, etc.) do tempo que foi dedicado à investigação com vista à resolução do problema e, de como esta foi colocada em prática. Seguem-se os aspetos que considerámos mais importantes para a caracterização do caso, importantes para a comparação com os primeiros casos (A1 e A2):

- A professora tinha uma formação de base correspondente a uma licenciatura em Biologia e Geologia, e experiência profissional de 24 anos (≥ 20 anos);
- A turma era constituída por 23 alunos todos familiarizados com o trabalho experimental, mesmo que realizado por professores ou pelos alunos com orientação do professor;
- A professora dedicou duas aulas à discussão prévia do problema mas constatou que alguns alunos poderiam ter precisado de mais tempo;
- A professora desempenhou claramente o papel de orientadora da investigação e da resolução do problema. O problema teve assim algum grau de abertura, mas evitou que os alunos se desorientassem;
- Os alunos tiveram um papel claramente interventivo e empenhado na discussão e resolução do problema que foi visível na aula da atividade de modelação análoga.

A aplicação do questionário antes da aula de modelação (pré-teste) permitiu concluir que os alunos, no que diz respeito ao domínio dos conceitos estruturantes, partiram, de uma forma geral, de um nível médio a alto, até bastante acima da média no caso da Dinâmica e da Evolução. Os únicos conceitos em que revelaram um baixo desempenho no pré-teste foram: a Complementaridade e a Reologia dos materiais (relacionado com a Relação Modelo/Realidade).

Quanto aos documentos utilizados, que foram de vários tipos (textos, cartas, esquemas), os alunos revelaram dificuldades em interrelacioná-los, não percebendo imediatamente a sua função. Mas a orientação da professora (que refere a importância de todos os documentos) parece ter sido eficaz para a compreensão posterior do modelo. Os resultados do pré-teste (V1) também revelaram que o nível de conhecimentos de que os alunos terão partido é satisfatório.

Quanto à aula ministrada pelos investigadores, os alunos revelaram à-vontade e participaram ativamente como já referimos. Em geral, mostraram interesse e conhecimento do que tratava a modelação análoga, demonstrando que houve um trabalho prévio orientado e sólido.

Para responder às questões de investigação;

1- A modelação análoga (através dos modelos testados) em causa promove a compreensão de alguns conceitos estruturantes da Geologia que, simultaneamente, caracterizam os fenómenos naturais (Dinâmica, Ciclicidade, Evolução, Tempo, Espaço, Complementaridade)? E se sim, quais?

2- A modelação análoga (através dos modelos testados) em causa promove a resolução de um problema específico da Geologia de Portugal? E se sim, consegue fazê-lo através da reconceptualização dos modelos mentais sobre o fenómeno simulado?

avaliou-se, através do questionário, em pré-teste e pós-teste, a influência da atividade de modelação análoga: *i)* no domínio de alguns conceitos estruturantes em Geologia; *ii)* na capacidade de resolução do problema e, ainda, *iii)* na compreensão da relação modelo/realidade.

Relativamente à primeira questão/objetivo 1 da investigação (conceitos estruturantes): os resultados das questões sobre os 6 conceitos estruturantes - Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço e Complementaridade - que nos permitem compreender a natureza dos fenómenos geológicos e a dinâmica terrestre, denotam um desempenho, em geral, bastante razoável por parte destes alunos. As maiores subidas da V1 para a V2, registaram-se para os conceitos Tempo e Complementaridade. Desprezamos os resultados relativos ao conceito Ciclicidade pois apesar de se ter verificado uma grande subida, esta fez-se apenas à custa do resultado em uma só questão.

A influência da atividade no desempenho relativo ao domínio dos conceitos Tempo e Complementaridade, justifica-se para ambos os conceitos. Apesar do Doc. I referir a longa história da ZCPTFA, os resultados sugerem que a atividade de modelação teve maior efeito na compreensão do conceito Tempo (geológico) por parte dos alunos, provavelmente por terem presenciado a simulação de um fenómeno que decorreu durante alguns milhões de anos. Por outro lado, a Complementaridade entre fenómenos e processos naturais, é algo que esteve bem evidente nesta simulação. A bacia forma-se devido a interações entre Tectónica (movimentação/formação das falhas), Sedimentação, Subsidência, e como consequência das duas anteriores.

Os resultados obtidos a partir das respostas às questões relativas à Relação Modelo/Realidade foram importantes para averiguar (e confirmar) a percepção dos alunos sobre o papel da atividade de modelação análoga. Esses resultados permitiram tirar as seguintes conclusões:

- em geral, os alunos perceberam bem as relações análogas entre o modelo e o fenómeno que se pretendia simular, melhorando o seu desempenho em todos os conceitos relacionados com o modelo. O incremento maior aconteceu na Escala temporal;
- os resultados também evidenciam que, em geral, não terá sido difícil, para estes alunos, estabelecer diferenças e semelhanças entre modelo e realidade, pela quantidade de exemplos que apontaram, o que confirma a compreensão do papel do modelo relativamente ao fenómeno simulado;
- as semelhanças que os alunos apontaram entre o modelo e a realidade apoiam a inferência de que os mesmos perceberam que vários processos interdependentes (conceito estruturante Complementaridade) contribuíram, na realidade para a formação e evolução da bacia.

Relativamente à segunda questão/objetivo 2 da investigação (capacidade de resolução do problema):

os resultados das respostas à questão 5.1. permitiram-nos identificar os modelos mentais que os alunos teriam antes da atividade de modelação sobre a formação da bacia. É de salientar que apenas dois alunos já identificavam a ocorrência de movimentações horizontais e verticais (duas componentes de movimentação) como causas para a formação da bacia (EA11 e EA18). Após assistirem à modelação análoga, 17 dos 21 alunos consideraram, pelas suas respostas, um modelo que abrange os dois tipos de movimentação, tendo assim melhorado a sua capacidade de resolução deste problema.

Com efeito, podemos concluir que, de acordo com as respostas e a categorização efetuada, a modelação permitiu que os alunos tivessem entendido melhor a cinemática que, associada à ZCPTFA, terá, de acordo com o modelo científico em que nos baseámos, induzido a formação (e/ou deformação) da bacia principalmente durante o Cenozoico. Para além da modelação visualizada poderão ter também contribuído os cortes transversais à estrutura, que colocaram em destaque as várias falhas (predominantemente de desligamento e normais). Alguns alunos parecem ter tido uma visão de Complementaridade, e mais holística de todo o fenómeno, ao considerarem, também, a Sedimentação como um dos fatores que contribuiu para a formação da bacia, enriquecendo, de forma notória, os seus modelos mentais.

5.4. Discussão do cruzamento de dados dos três casos

O propósito desta investigação educacional, através de estudos de caso múltiplos, foi o de averiguar se a modelação análoga, enquanto estratégia de ensino e aprendizagem, se mostra eficiente, principalmente em contextos formais de aprendizagem (sala de aula, laboratório).

A questão problema formulada foi subdividida em duas questões principais. A primeira questão averiguava a influência da modelação análoga no domínio de alguns conceitos que considerámos como estruturantes para a compreensão do planeta Terra, enquanto a segunda questão averiguava a sua influência na capacidade de resolução de um problema de geologia regional. Esta última exigia a construção ou reconceptualização de modelos mentais sobre um fenómeno geológico que decorreu em determinadas unidades de espaço e tempo, consequência da ação e interação de diversos fatores.

Em cada caso, a modelação análoga de um episódio da Geologia de Portugal foi testada enquanto estratégia, fazendo parte de uma perspetiva de ensino orientado para a investigação, apoiada na metodologia de aprendizagem baseada na resolução de problemas. Esta incluiu também a análise e discussão de textos, imagens e cartas geológicas, após a formulação de questões pelos alunos.

Pretendeu-se assim inferir a partir dos três estudos de casos e da sua comparação e constrastação, ou cruzamento de dados (metodologia sugerida por Bogdan & Biklen, 1994; e por Stake, 2006, respetivamente) alguns indicadores sobre a eficiência da modelação análoga no ensino e na aprendizagem de fenómenos geológicos, particularmente na melhoria do domínio de alguns conceitos estruturantes (objetivo 1 da investigação) e na capacidade de resolução de um problema de geologia regional (objetivo 2 da investigação). A informação adquirida a partir dos três instrumentos de análise (relatório das professoras, notas da investigadora e questionário, V1 e V2) relativa aos três casos, para os dois objetivos de investigação, encontra-se sintetizada nos quadros que se seguem (de 33 a 39).

Assim para o objetivo 1 da investigação, os resultados cruzados relativos aos três casos podem ser consultados no quadro 33, para o domínio dos conceitos estruturantes inerentes à Geologia e, 34 para o domínio dos conceitos estruturantes inerentes à relação Modelo/Realidade. Os resultados semelhantes para os três casos estão destacados a azul no quadro 33, enquanto no quadro 34 se destaca a amarelo o único resultado que se distingue dos demais.

Com base nos dados do quadro 33, infere-se que Tempo e Complementaridade foram claramente os conceitos em cujo domínio, aparentemente, os alunos dos três casos terão evoluído, salvaguardando sempre que estamos a basear-nos num só instrumento de recolha de dados e a comparar amostras de diferente dimensão. O Espaço parece ser o terceiro conceito, em cujo domínio, os alunos dos três casos terão evoluído.

Quadro 33. Evidências/resultados para o objetivo 1 - Averiguar a influência da modelação em causa no domínio dos conceitos estruturantes inerentes à Geologia (Dinâmica, Evolução, Ciclicidade, Tempo, Espaço, Complementaridade).

Conceitos estruturantes inerentes à Geologia	Tipo de variação obtida para cada Caso, entre o pré-teste e o pós-teste (V1 e V2) do questionário		
	A1	A2	B
Dinâmica	Subida	Descida ligeira	Descida ligeira
Evolução	Descida	Subida	Descida ligeira
Ciclicidade	Descida	Subida	Subida notória (mas praticamente à custa de uma só questão)
Tempo	Subida	Subida	Subida bastante notória
Espaço	Descida (mas só devido ao resultado de uma questão que, se negligenciado, <u>é subida</u>)	Subida notória	Subida ligeira
Complementaridade	Subida ligeira	Subida	Subida bastante notória

A compreensão da relação Modelo/Realidade foi avaliada através de três questões do questionário. O domínio dos conceitos estruturantes inerentes a essa relação sofreu, em geral, uma aparente evolução, pelos alunos dos três casos, como se constata no quadro 34. Apenas os alunos do caso A1 terão descido no conceito “Simplificação”, o que relembra que os modelos podem produzir concepções erróneas se não forem bem discutidas as diferenças e semelhanças entre modelo e realidade.

Quadro 34. Evidências /resultados para o objetivo 1 - Averiguar a influência da modelação em causa no domínio dos conceitos estruturantes inerentes à relação Modelo/Realidade (Simplificação, Escala espacial, Escala temporal e Reologia dos materiais).

Conceitos estruturantes inerentes à relação Modelo/Realidade	Tipo de variação obtida para cada Caso, entre o pré-teste e o pós-teste (V1 e V2) do questionário		
	A1	A2	B
Simplificação	Descida	Subida	Subida
Escala espacial	Subida notória	Subida	Subida notória
Escala temporal	Subida ligeira	Subida	Subida bastante notória
Reologia dos materiais	Subida	Subida	Subida

Questionados os alunos dos três casos sobre as semelhanças e diferenças entre modelo e realidade, deram respostas cujos resultados comparados se expressam no quadro 35.

Quadro 35. Relação Modelo/Realidade, número de semelhanças e de diferenças apontadas pelos alunos.

Semelhanças e Diferenças	Caso A1 (Modelo A)		Caso A2 (Modelo A)		Caso B (Modelo B)	
	Nº	Quais?	Nº	Quais?	Nº	Quais?
Semelhanças	1	-Estruturas formadas (Dobras e Falhas)	4	-Fenómenos geológicos -Materiais (comportamento) -Estruturas formadas (Dobras e Falhas) -Tipos de forças	7	-Estruturas formadas (falhas, tipos e génese) -Abatimento da bacia -Deposição de sedimentos -Estratificação -Tipo de movimento -Forma da bacia - Associação ao desligamento
Diferenças	4	-Fenómenos e materiais não observados no modelo -Escala espacial e temporal -Materiais -Movimento	4	-Escala espacial e temporal -Intensidade das forças -Materiais (composição) -Fenómenos geológicos não observados no modelo	6	-Tipo de material e reologia -Pressão e temperatura -Agentes externos (ou seja, Fenómenos e materiais não observados no modelo) -Escala espacial -Escala temporal -Espessura das camadas (integra-se nas Escalas).

Os resultados compilados no quadro 35 evidenciam que, nos três casos de estudo, os alunos identificaram várias semelhanças e diferenças, sendo algumas delas comuns aos três. Como semelhanças, identificaram nos três casos, estruturas (e.g. dobras, falhas, estratificação). Em dois dos casos, A2 e B, também identificaram fenómenos geológicos como semelhanças (e.g. abatimento da bacia no caso B). Quanto às diferenças, identificaram nos três casos, fenómenos e materiais não observados no modelo, escalas espacial e temporal e materiais. Em número foram os alunos do caso B que identificaram mais semelhanças e diferenças entre o modelo e a realidade.

A percepção pessoal do grau de esclarecimento do fenómeno geológico a partir do modelo é semelhante entre os três casos, como se pode constatar pelo quadro 36.

Quadro 36. Grau de percepção dos alunos quanto à compreensão do fenómeno real a partir do modelo.

Casos	Nº de alunos que julgaram ter ficado muito ou bastante esclarecidos.
A1	7 em 8 alunos
A2	16 em 17 alunos
A3	20 em 21 alunos

A prossecução do objetivo 2 da investigação, que avaliava a capacidade de resolução do problema e de reconceptualização dos modelos mentais sobre o fenómeno geológico simulado, foi avaliada principalmente a partir das respostas à questão 5.1. do questionário. Em termos de grau de evolução dos modelos mentais dos alunos, por comparação entre os três casos, obtivemos os resultados que se podem ler no quadro 37.

Quadro 37. Progressão dos modelos mentais dos alunos/níveis de complexidade de raciocínio por Caso na resolução do problema proposto (Objetivo 2).

Tipo de progressão para cada Caso	Caso A1 (n=8)		Caso A2 (n=15)		Caso B (n=21)	
	Nº de alunos	Ni →Nf* (mín.=0; máx.=11)	Nº de alunos	Ni →Nf* (mín.=0; máx.=11)	Nº de alunos	Ni →Nf* (mín.=0; máx.=7)
Negativa	1	9→7	0	-	1	6→3
Neutra	3	7→7	4	1→1 (1 aluno) 5 → 5 (2 alunos) 8 → 8 (1 aluno)	2	4 → 4 (1 aluno) 7 → 7 (1 aluno)
Positiva	4	2→6 (1 aluno) 0→7 (1 aluno) 5→11 (1 aluno) 7→11 (1 aluno)	11	1 →5 (1 aluno) 5→6 (6 alunos) 5→7 (1 aluno) 5→8 (1 aluno) 5→10 (2 alunos)	18	0→5 (2 alunos) 2→3 (2 alunos) 2→5 (2 alunos) 2→7 (2 alunos) 3→5 (4 alunos) 3→6 (1 aluno) 3→7 (1 aluno) 4→5 (1 aluno) 4→6 (1 aluno) 4→7 (2 alunos)

* Ni- Nível inicial, Nf- Nível final.

Por comparação, entre os casos A1 e A2, são os alunos do primeiro caso que, em maioria partem de níveis mais elevados, como já tínhamos referido. Entre os alunos que evoluíram no caso A2, ou seja, que tiveram uma progressão positiva, metade só progrediu para o nível seguinte (5→6), no entanto, essa mudança revela uma rutura epistemológica relativamente ao modelo inicial, pois passaram do modelo colisional para o modelo de subducção. Quando a comparação é feita entre os três casos e, sem esquecer que observaram modelos diferentes (A e B), é de registar que os alunos do caso A1 são os que partem de níveis mais complexos, enquanto os do caso B, parecem ser os que, em número, mais evoluem (18 em 21), sendo que metade (9) atinge os níveis 5, 6 ou 7, que compreendem os níveis de raciocínio mais complexos.

Faz-se notar que o nível inicial de que partiram os alunos está relacionado com o que já sabiam e com o que terão aprendido nas aulas que precederam a da atividade de modelação análoga. O grau de dificuldade inicial que os alunos dos três casos manifestaram na discussão e resolução do problema é deduzido a partir dos dados obtidos pelas notas da investigadora, pelos relatórios das professoras, e

consubstanciado pelos níveis de conhecimento de que partiram, inferidos dos resultados da aplicação da V1 (pré-teste) do questionário. Do cruzamento desses dados damos conta no quadro 38.

Quadro 38. Dificuldades iniciais na resolução do problema por parte dos alunos (Objetivo 2).

Dificuldades iniciais inferidas a partir de:	Caso A1	Caso A2	Caso B
Notas da investigadora	Percepção de pouco hábito e alguma inércia em seguir a metodologia proposta.	Percepção de pouco hábito e alguma inércia em seguir a metodologia proposta.	Percepção de pouca dificuldade na implementação da metodologia.
Relatórios das professoras	Passividade dos alunos. Facilidade na discussão do problema.	Dificuldades na leitura de textos extensos. Dificuldades na compreensão de fenômenos a partir de cartas. Pouca familiaridade com o problema (de geologia regional).	Alguma desorientação. Alguns alunos precisavam de mais uma aula. Dificuldades na compreensão do problema. Dificuldades na interligação dos documentos.
Questões 4 da V1 (cotação média por aluno em 32 questões*)	≈1,02	≈0,60	≈0,96

*- Valor meramente indicativo

Cruzando estes dados (quadro 38) com os do quadro anterior (quadro 37) se conclui que os alunos do caso A1 são os que (dos três) terão partido de níveis de conhecimento mais elevado e que os do Caso A2 terão sido os que partiram de níveis mais baixos e que manifestaram mais dificuldades inicialmente na resolução do problema.

No quadro 39 encontram-se compilados os dados dos três casos, obtidos a partir dos mesmos instrumentos de recolha e do questionário pós-teste (V2) para inferir o desempenho dos alunos após a atividade de modelação análoga.

Quadro 39. Desempenho na aula de modelação análoga durante a atividade e pós-atividade por parte dos alunos (Objetivo 2).

Desempenho inferido a partir de:	Caso A1	Caso A2	Caso B
Notas da investigadora	A curiosidade dos alunos foi aumentando, fazendo mudar a sua atitude inicial de algum ceticismo.	Os alunos mostraram-se, em geral, curiosos e colocaram várias questões no final da atividade.	Mostraram interesse e conhecimento sobre o problema proposto. Discutiram o problema com os investigadores.
Relatórios das professoras	Interesse pela atividade de modelação análoga. Atividade de modelação análoga importante para compreender fenómenos geológicos (ou processos naturais complexos). Permitiu articular conhecimentos discutidos previamente. Estimulou a curiosidade.	Interesse pela atividade de modelação análoga Atividade de modelação análoga importante para compreender fenómenos geológicos (ou processos naturais complexos). Reforço da importância da utilização de modelos na compreensão de fenómenos geológicos.	Perceberam melhor o fenómeno geológico simulado.
Questões 4 da V2 (cotação média por aluno em 32 questões*)	≈1,10	≈0,89	≈1,15

*- Valor meramente indicativo

Da informação dos quadros 38 e 39 se conclui que, em geral, nos três casos, as aulas prévias em que os alunos discutiram o problema com base nos documentos fornecidos (textos e cartas geológicas) não bastaram para que conseguissem resolver o problema, de modo a construírem modelos mentais próximos do modelo científico representado. Com efeito, se cruzarmos ainda estes dados com os do quadro 37, verifica-se que os modelos mentais dos alunos, sobre os fenómenos simulados, terão, em geral, evoluído após a atividade de modelação. Mais se infere que essa evolução foi acompanhada por uma melhoria no desempenho das questões 4 (quadros 38 e 39) do questionário relativas aos conceitos estruturantes (inerentes ao conhecimento geológico e à relação Modelo/Realidade), o que parece evidenciar alguma relação entre o domínio de conceitos estruturantes e a capacidade de resolução de um problema geológico. Os próprios alunos tiveram em maioria a percepção de que terão ficado bastante ou muito esclarecidos sobre o fenómeno simulado, depois de presenciarem a atividade de modelação análoga (quadro 36). O número de semelhanças e diferenças que os alunos, em geral, apontaram, principalmente os dos casos A2 e B revela que terão compreendido as relações Modelo/Realidade e que terão feito a extrapolação mental do fenómeno simulado, através do modelo, para o fenómeno real. As notas da investigadora e os relatórios das

professoras sugerem que a atividade de modelação análoga suscitou o interesse dos alunos pelo fenómeno geológico simulado e lhes terá permitido compreender melhor o fenómeno real.

6. Conclusões

Assim, como resposta às duas questões de investigação, podemos afirmar com base nestes três estudos de caso que, relativamente à primeira questão: os modelos análogos aplicados parecem ser eficientes para melhorar o domínio dos conceitos estruturantes inerentes à Geologia, Tempo e Complementaridade. Parecem ser também eficientes para melhorar o conceito Espaço. Quanto à segunda questão, pode-se afirmar que os modelos análogos foram eficientes na melhoria da capacidade de resolução de um problema de geologia regional, que exigia a reconceptualização dos modelos mentais dos alunos sobre o fenómeno simulado. Em geral, os modelos mentais dos alunos evoluíram, aproximando-se dos modelos científicos em que se basearam os modelos análogos.

As diferenças, de desempenho entre os três estudos de caso, podem estar relacionadas com diversos aspetos, quer os inerentes aos fenómenos simulados, quer os inerentes à implementação e aos conhecimentos iniciais dos alunos. São estes aspetos que a seguir se discutem.

Em termos científicos, os modelos aplicados simulam fenómenos enquadrados pela Teoria da Tectónica de Placas e pelo Modelo dos Ciclos de Wilson. Deste modo, o primeiro modelo (A) enquadra-se em ambiente convergente de placas, durante o ciclo varisco (no Paleozoico), enquanto o segundo modelo (B) enquadra-se em ambiente transcorrente, durante o ciclo alpino (principalmente no Cenozoico). Outras características importantes dos modelos para a discussão que se segue, podem ler-se no quadro 40. Algumas das diferenças expressas entre os dois modelos, e que a seguir se discutem, terão tido algum contributo para a diferença de resultados entre os casos A (A1 e A2) e o caso B.

Quadro 40. Características dos fenómenos simulados.

Fenómeno simulado da História Geológica de Portugal	Modelo A	Modelo B
	Prisma Acrecionário da Zona Sul Portuguesa	Bacia de sedimentação a Norte de Águeda
Ciclo de Wilson	Varisco	Alpino
Era	Paleozoico	Cenozoico
Intervalo de tempo aproximado (Ma)	≈ 40 Ma (Carbónico-Viseano/Moscoviano)	≈ 3.6 Ma (A partir do Pliocénico superior)
Extensão real abrangida pelo modelo (Km)	≈ 130 km	≈ 5x15 km
Relações causa-efeito principais	Subducção/Deformação	Movimentação da falha principal/ Formação de uma bacia de desligamento
Casos em que foram testados	A1 e A2	B

O prisma acrecionário da Zona Sul Portuguesa é, hoje, “pouco visível”, sendo apenas deduzido, por observação, através das estruturas diversas, que atingem o seu expoente máximo, científico e didático, na Costa Vicentina e Sudoeste Alentejano. A cadeia Varisca, encontra-se no Baixo Alentejo, praticamente arrasada, sendo preciso subir algumas das serras dessa região portuguesa ou da contígua algarvia, para *sentir o relevo*.

É necessário realçar que Serra é o termo que se generalizou em Portugal para reconhecer um conjunto de montanhas, ou simplesmente um monte; são a título de exemplo, as duas definições que podem ler-se no Dicionário da Língua Portuguesa Contemporânea da Academia das Ciências (2001), tornando os termos montanha e cadeia de montanhas pouco familiares. Em termos etimológicos, o termo Serra é referido por Machado (1987) como remontando ao latim vulgar, tendo resultado de uma metáfora por comparação entre o instrumento de corte com o mesmo nome e o “aspeto dentado das cordilheiras”. Na Enciclopédia Luso-Brasileira de Cultura (1964), o termo Serra é também definido como “cadeia ou sistema de montanhas”.

Assim, o facto de, em português, se utilizar o termo Serra para identificar montes ou cadeias de montanhas, pode trazer dificuldades para a conceptualização da formação de parte de uma cadeia de montanhas. Porém, as mesmas dificuldades podem também estar relacionadas com a compreensão da dimensão de uma cadeia de montanhas (também designada em português por cordilheira, um aportuguesamento do termo espanhol *cordillera*), sob o ponto de vista geológico, inerentes à sua génese e idade. No território português, em geral, só existem fragmentos de cadeias de montanhas (*e.g.* orógeno varisco ibérico), o que dificulta a exemplificação.

A ideia de que existe alguma dificuldade (em Portugal) para compreender a dimensão de uma cadeia de montanhas é, em parte alicerçada, no facto de alguns alunos terem assinalado a opção do questionário (*vide* Anexo IV) *c) uma cadeia de montanhas pode ter menos de 10 km*, como correta (assinalando as opções concordo ou concordo totalmente), o que confirma os resultados de outros estudos em que foi aplicado o mesmo instrumento de recolha de dados (Bolacha *et al.*, 2009; Deus *et al.*, 2011).

Contrariamente ao prisma acrecionário da ZSP, que é parte de uma extensa e antiga cadeia de montanhas, a formação da bacia de sedimentação a Norte de Águeda, *a priori* parece exigir um menor grau de abstração, apesar de não corresponder, de imediato, à percepção do senso comum, ou seja, uma zona deprimida preenchida com água. Os conceitos de bacia (de pequena dimensão) e da sua formação parecem-nos, assim, mais óbvios e mais imediatos que o de cadeia de montanhas ou de prisma acrecionário e sua formação. É preciso, no entanto, fazer notar que no caso da bacia a Norte de Águeda, a sua dimensão, da ordem de alguns quilómetros, pode-se considerar minúscula em comparação com uma bacia oceânica. O facto de ser pequena, ajuda à compreensão do conceito, dado que, como é sabido, as grandes dimensões trazem mais dificuldades de compreensão por causa das limitações humanas, físicas e cognitivas (*e.g.*

Schumm, 1991; Deus *et al.*, 2011). O que é mais visível, é mais óbvio e relevante para quem aprende (*e.g.* Orion & Fortner, 2003). Porém, e apesar de nos parecer mais acessível a compreensão da formação de uma pequena bacia de sedimentação do que a da formação de uma cadeia de montanhas ou de um prisma acrecionário, há que realçar a ausência desse conteúdo enquanto matéria programática nos níveis de ensino anteriores ao 12º ano, contrariamente à formação de cadeias de montanhas (ME, 2001a; 2001b; 2003; 2004).

Em relação à escala temporal, em termos da escala humana, é tão distante e abstrato pensar em fenómenos que decorrem num milhão de anos como os que consomem milhares de milhões, como o atestam Orion e Fortner (2003). Do que se conclui que, para qualquer indivíduo, a formação do prisma acrecionário da ZSP, durante 40 Ma, ou a formação de uma das bacias da ZCPTFA, durante 4 Ma, podem acarretar o mesmo tipo de dificuldades de compreensão.

Ambos os fenómenos, foram simulados (para os três casos) realçando a Complementaridade e interação de processos geológicos diversos (Tectónica, Erosão, Sedimentação, Deformação, Subsidência...), numa perspetiva holística e integrada. Neste aspeto, as duas simulações estiveram ao mesmo nível de complexidade.

Os dois modelos foram aplicados em aulas da disciplina de Geologia no 12º ano. Para além dos objetivos já mencionados, optou-se, ainda, por averiguar a influência da proximidade geográfica da estrutura nas aprendizagens dos alunos, tendo em conta que este fator traz vantagens emocionais e cognitivas (Orion, 2007), que se justificam pelo facto do objeto de estudo se tornar mais real e concreto. Deste modo, os Casos A1 e B foram escolhidos, propositadamente por se encontrarem próximo da estrutura cuja formação se simulou, enquanto o Caso A2, por estar bastante afastado da estrutura simulada.

Como já referimos, algumas das dificuldades sentidas aquando da implementação do estudo nos Casos A1 e A2, permitiram corrigir diversos aspetos no Caso B. As dificuldades gerais relatadas pelas professoras, sentidas pelos alunos no processo da resolução do problema antes da atividade de modelação análoga, foram: as dificuldades de análise de textos extensos, as dificuldades de interligação entre os vários documentos, a passividade por parte de alguns alunos.

A orientação das professoras foi determinante para a primeira fase da resolução do problema, apesar de este ter tido grau de abertura distinto nos três casos, provavelmente apropriado ao nível de conhecimento dos alunos. Era importante que estes entendessem a interligação entre os documentos, de modo a retirarem a informação mais relevante. Um dos aspetos que terá dificultado a interligação dos documentos foi a análise das cartas geológicas, principalmente nos casos A. No entanto, a dificuldade de interligação entre os documentos persistiu no caso B, provavelmente por ter aumentado o número de documentos a analisar, referindo a professora que os alunos achavam, no início, que não precisavam de tantos para resolver o problema.

Antes da atividade de modelação análoga, foram os alunos do caso A2 que, de entre os três, partiram quer de níveis de conhecimento mais baixo nas questões relativas ao domínio dos conceitos estruturantes, quer de modelos mentais mais simples e intuitivos sobre o fenómeno em estudo. No entanto, como tínhamos afluído, os alunos do caso A1 como os do caso B poderão ter beneficiado da proximidade geográfica do problema, e estes últimos (B), das ilações dos primeiros casos que permitiram melhorar alguns aspetos da implementação do estudo (incluindo o questionário).

Foram, porém, os alunos do Caso A2 que mais progrediram após a atividade de modelação análoga, quer no domínio dos conceitos estruturantes quer na reconceptualização dos modelos mentais do fenómeno em estudo. Tal efeito, terá essencialmente resultado do facto de terem partido de níveis de conhecimento mais baixos, quer quanto ao domínio dos conceitos estruturantes, quer quanto aos modelos mentais iniciais que manifestaram relativamente à resolução do problema.

Os conceitos estruturantes em que os alunos dos três casos progrediram, como já referimos foram o Tempo e a Complementaridade, sendo que, para o Espaço, também considerámos que houve progressão nos três casos, se bem que apenas notória para o caso A2. Julgamos que a modelação análoga poderá fazer progredir mais facilmente o domínio do conceito Espaço se estiver a simular fenómenos que tenham decorrido em áreas geográficas de grande dimensão (centenas ou milhares de quilómetros) do que de algumas dezenas de quilómetros, porque reduz mais o espaço tridimensional em que decorreu o processo. De acordo com este raciocínio, seria de esperar que tivesse mais repercussões nos casos A que no caso B, como efetivamente veio a ter. No entanto, esta premissa carece de confirmação em futuras investigações, sendo que haverá outros fatores que influenciam a perceção do espaço geográfico tridimensional como a vivência quotidiana dos alunos.

Quanto aos conceitos Tempo e Complementaridade, a modelação análoga condensa, nos dois fenómenos simulados, milhões de anos a alguns minutos, e coloca em destaque a interação entre vários processos. Se a relação temporal entre modelo e fenómeno simulado for discutida e ponderada, parece-nos que poderá ser melhor apreendida pelos alunos. Por outro lado, as atividades permitem que se perceba que a formação de prismas acrecionários ou de bacias de sedimentação está dependente da interação de diversos processos que se complementam.

Em relação aos outros conceitos estruturantes testados (Dinâmica, Evolução e Ciclicidade), as alterações que aconteceram em termos de desempenho dos alunos, não evidenciam uma relação clara com a atividade de modelação análoga, o que poderá ser um desafio para futuras investigações.

Quanto à resolução do problema, os resultados indiciam que os modelos mentais dos alunos se terão tornado mais próximos dos modelos científicos que tiveram por base os modelos análogos. Julgamos que, de acordo com os resultados dos alunos do Caso A2 e dos que visitaram o CCV de Estremoz, quanto mais baixo for o nível de conhecimentos dos alunos, maior evolução dos seus modelos mentais poderão experimentar.

Mas esta premissa é apenas uma hipótese, não sem esquecer que, para níveis etários e de conhecimento mais baixos, ainda mais se exige uma clara e eficiente discussão das relações reológicas e espaço-temporais entre modelo e fenómeno real.

7. Sugestões

Os resultados destes três estudos levam-nos ainda a considerar que a modelação análoga poderá motivar as aprendizagens, em contexto formal, relativas:

- ao estudo de fenómenos de geologia regional que, por sua vez, permitam a compreensão de fenómenos globais, ou que decorram em diversos locais e períodos da História da Terra;
- à análise de cartas geológicas e ao trabalho de campo, dando uma visão dinâmica de algo que, *a priori*, poderá parecer, para alguns, estático ou pouco atraente.

O trabalho de campo pode ser desempenhado a montante e/ou a jusante da modelação análoga; num primeiro momento, anterior à modelação, para constranger variáveis, e num segundo momento, após a modelação, para confirmar ou infirmar o modelo. Todavia, se de todo em todo não for possível a deslocação ao campo, esta poderá, mesmo que, com prejuízo de algumas vantagens do trabalho de campo (como o ambiente de aprendizagem natural referido por Orion, 2003), ser substituída por outras atividades na escola ou no museu, que passem pela análise de cartas, fotografias, amostras de rochas, etc.

Quanto às cartas geológicas (e também as topográficas), apesar de poderem trazer problemas e dificuldades a alguns alunos, como as já referidas e apoiadas por outros estudos (*e.g.* Ishikawa & Kastens, 2005; Kastens & Ishikawa, 2006), elas são importantes para o desenvolvimento de capacidades espaciais, essenciais em muitas áreas do conhecimento e, inclusive para a sobrevivência da espécie humana.

A análise de cartas e cortes geológicos pode ser integrada em propostas didáticas nos diferentes níveis de ensino, desde o nível mais básico ao ensino superior, que incluam também a modelação análoga, permitindo assim o desenvolvimento de diversas capacidades espaciais, entre elas, a capacidade visual penetrativa (*visual penetrative ability*; Kali & Orion, 1996; Alles & Riggs, 2011). Esta é definida como a capacidade de visualizar estruturas tridimensionalmente, a partir da sua projeção em planta, a duas dimensões. No Ensino Superior, Alles e Riggs (2011) consideram que os estudantes que estão no início do curso e que possuem uma baixa capacidade visual penetrativa estão em desvantagem relativamente aos que a possuem mais elevada. Como referem estes autores, existe ainda pouca investigação nesta área. E, sendo esta capacidade e outras dentro das capacidades espaciais, essenciais para a compreensão dos fenómenos naturais e a reconcetualização de modelos mentais (Black, 2005), julgamos que a modelação análoga, poderá vir a ter um importante contributo. É outra sugestão para investigação futura.

Devido às dificuldades que os alunos, principalmente os dos Caso A1 e A2, apresentaram na interpretação e, tendo em conta a sua importância acima exposta, seria aconselhável para níveis de Ensino Básico e Secundário, a utilização de cartas geológicas simplificadas, elaboradas com critérios semelhantes (ou outros também adequados) aos que presidiram à 1: 1 000 000 (LNEG-LGM, 2010), ou seja, tendo como

objetivo central, a *leitura por não especialistas* (Tomás Oliveira, com. pessoal). Com vista à abordagem de exemplos de geologia regional, seriam desejáveis cartas à escala 1: 200 000, ou em alternativa, que as já existentes, fossem acompanhadas de notícias explicativas com informação acessível aos “não especialistas”.

Se bem que já existam sugestões nos currícula, principalmente, ao nível do Ensino Secundário, de aplicação de modelos análogos, elas são escassas e, geralmente, têm apenas como objetivo a demonstração da formação de estruturas. O que sugerimos neste estudo (neste e anteriores capítulos) é que seja aumentado o número de propostas e reenquadradas as já existentes, por exemplo, integradas em percursos investigativos cuja metodologia de aprendizagem tenha por base a resolução de problemas de Geologia, que possam também integrar e atravessar outras áreas do conhecimento. Abordagens inter ou transdisciplinares são aconselháveis, como oportunamente, temos vindo a referir (*e.g.* Bolacha *et al.*, 2007).

Os modelos análogos que propomos permitem esses tipos de abordagens desde que se reúnam equipas de profissionais capazes de o fazer, como foi o caso das propostas que se descrevem em Bolacha *et al.* (2013), e que tiveram o contributo de duas professoras da Associação de Professores de Matemática (artigo em Anexo- VIII).

Assim, o modelo da formação de um prisma acrecionário, associada a uma zona de subducção, (ambiente convergente) pode ser aplicado no 3º ciclo tendo como principal objetivo, a relação dos processos subducção e fecho de um oceano com a deformação. Para além do processo de deformação, é possível simular erosão, e averiguar a sua influência na evolução do processo, concretizando a relação entre processos externos e internos.

Ainda ao nível do 3º ciclo, ou do Secundário, deveria ser abordado objetivamente o Modelo dos Ciclos de Wilson no âmbito da Teoria da Tectónica de Placas. Neste contexto, principalmente no Ensino Secundário, poderia ser aplicada a simulação da interferência de um prisma acrecionário com um “relevo submarino” com o objetivo de averiguar como evolui a deformação quando se passa da subducção para a colisão continental. A uma outra escala, este modelo, é importante para mudar as conceções dos alunos que, à partida, poderão estar enraizadas em modelos que relacionam deformação apenas com forças verticais.

A contextualização do modelo de modo a simular um processo local e situado no espaço e no tempo, como a ZSP, parece-nos ser mais aconselhável ao nível do Ensino Secundário, por exigir a mobilização e relação de uma panóplia de conteúdos/conceitos, bem como a aplicação de capacidades cognitivas diversas.

A este propósito é de salientar que, ao contrário dos raciocínios causais e temporais, não existe referência, nos programas de Geologia e/ou de Ciências-Naturais, aos raciocínios (ou capacidades) espaciais e, dentro destes, aos que envolvem a capacidade de visão tridimensional, nomeadamente a capacidade visual penetrativa. Seria desejável que isso acontecesse, mesmo ao nível do 3º ciclo até de forma inter ou transdisciplinar com disciplinas como a Geografia, a Educação Visual ou a Matemática.

O modelo da bacia, associado a ambiente transcorrente, assim como modelos de formação de bacias, apenas com componente extensiva (associados a ambiente divergente), pode ser aplicado no 3º Ciclo.

Seria aconselhável que o assunto “bacias de sedimentação” seja incluído nos programas de Ciências-Naturais e de Geologia no Secundário (10º e 11º anos). Relativamente à sua formação, deveriam ser consideradas as causas associadas a “forças verticais”, como a sedimentação e a subsidência, bem como todas as que são inerentes à Tectónica de Placas, intra e interplacas, e que todas fossem sempre interrelacionadas, principalmente ao nível do Ensino Secundário. Uma forma de fazer essa interrelação é realçando que a movimentação das falhas de desligamento pode ser responsável por fenómenos que decorrem, em espaços de tempo muito curtos da ordem dos segundos, como os sismos, e da ordem dos milhões de anos, como a formação de relevos positivos (*push-up*) e negativos (bacias e sulcos).

Vários fatores podem ser manipulados também nesta experiência, como o movimento relativo dos blocos, dos dois ou de um só; a espessura da multicamada, ou a ocorrência de sedimentação e/ou de erosão durante a deformação.

Julgamos que ambos os modelos podem facilitar a reconceptualização e construção de modelos mentais mais próximos dos modelos científicos que têm por base. Para que tal aconteça, é importante não esquecer que as suas limitações devem ser devidamente discutidas, o que inclui as relações de similaridade com o fenómeno simulado.

Porém, a confirmação dos resultados obtidos na investigação educacional dependerá de uma aplicação generalizada dos modelos, no Ensino Secundário bem como no 3º Ciclo. A aplicação a exemplos de geologia regional, será por certo, um forte contributo para o sucesso desta metodologia.

Para além do ensino formal, estes e outros modelos, como já referimos, são executáveis em Museus de Ciência, ou em Clubes de Ciência nas escolas, permitindo, mais facilmente, uma participação ativa, do ponto de vista, não só cognitivo mas também psicomotor. O modelo de ensino e aprendizagem deve ser escolhido de acordo com os objetivos, sendo que quer uma perspetiva de ensino por investigação cuja metodologia segue a da aprendizagem baseada na resolução de problemas, quer um tipo de modelo mais dirigido ou expositivo como a simples demonstração, podem ser aplicados nos dois contextos de aprendizagem, formal e não formal.

Em Anexo (IX), apresentam-se propostas didáticas sob a forma de *Vê de Gowin*, tendo em conta a perspetiva de ensino por investigação com vista à aprendizagem baseada na resolução de problemas, e de Mapas de Conceitos que permitem com as devidas adaptações, operacionalizar as duas atividades para diversos contextos e níveis de conhecimento (e etários).

Não deixamos de realçar que a modelação análoga é um tipo de trabalho experimental (em Geologia), que permite, simulando todas as fases de um processo, fazer extrapolações para *todos os tempos geológicos* em qualquer palco ou cenário de aprendizagem.

Conclusões gerais

Questionámos,

Como poderia a experimentação análoga simular processos geológicos decorridos em determinadas unidades de espaço e tempo do território português?,

começando por enquadrá-la e defini-la (a experimentação análoga) como metodologia de investigação em Geologia, dentro da Geologia Experimental e, como metodologia de aprendizagem no Ensino formal e não formal. Percebemos que se encontra intrinsecamente associada à Geologia, aos seus métodos e técnicas, de tal modo que a sua origem se confunde com a da Geologia enquanto ciência autónoma. Os “descrentes” na Geologia Experimental e, especialmente na Modelação Análoga, não apresentam argumentos válidos com base nas suas limitações, até porque estas foram sendo, sucessivamente ultrapassadas.

A relevância da Modelação Análoga como forma de reproduzir, mesmo que grosseiramente processos geológicos que só podem ser conhecidos através de indícios mineralógicos, estruturais, geoquímicos, etc., foi o principal argumento utilizado pelos seus entusiastas para continuarem ao longo dos últimos dois séculos, na procura de melhores equipamentos, melhores materiais análogos, e de um dimensionamento mais rigoroso.

Processos geológicos, hoje perfeitamente banalizados, foram um quebra-cabeças para os cientistas do século XIX e da primeira metade do século XX, cuja modelação análoga (nessa altura apenas modelação dinâmica, porque muito grosseiramente dimensionada) veio alimentar a discussão de ideias sobre as suas relações de causalidade ao longo de um tempo geológico frequentemente muito longo.

Em certos aspetos, referidos pelos investigadores das Ciências Cognitivas, em que se inclui a utilização de modelos e analogias, para melhor compreender os fenómenos do Mundo Natural, a *cabeça* dos cientistas funciona de modo semelhante à do cidadão-comum. Assim, se os cientistas perceberam melhor muitos dos processos geológicos, através da modelação análoga, que hoje parecem banais, os indivíduos de todas as idades, com alguns conhecimentos básicos também poderão compreendê-los através desta metodologia. A investigação educacional permite consubstanciar esta premissa.

Que a experimentação análoga simula processos geológicos, de qualquer tipo e a várias escalas é hoje uma certeza. No entanto, para que efetivamente a simulação seja a de um processo geológico é preciso que o modelo seja contextualizado, dimensionado através de leis de escalas e seguido da necessária extrapolação.

Partimos de problemas científicos em aberto da Geologia de Portugal, que pudessem beneficiar do contributo da modelação análoga para encontrar algumas pistas e/ou soluções. Aqueles foram enquadrados nos ciclos de Wilson que melhor se encontram registados no território continental português, o Varisco e o Alpino. Assim, selecionaram-se dois episódios da Geologia de Portugal. No contexto do ciclo Varisco, investigaram-se as causas das diferenças entre o padrão estrutural das zonas externas relativamente às

internas da ZSP, e a relação entre o particular padrão das zonas externas e a existência de uma plataforma carbonatada pertencente ao continente Avalónia. Um modelo de compressão por subducção permitiu mimetizar a interferência entre o prisma acrecionário da ZSP e a plataforma submarina, bem como a formação de um conjunto de acidentes análogos dos que foram estudados na Zona de Aljezur-Carrapateira. A travagem da subducção e o início da colisão continental que provavelmente terão sucedido no final da orogenia varisca na ZSP e, que ficaram evidentes na modelação, são processos cuja simulação é inédita face a trabalhos anteriores, trazendo alguns dados novos.

Contudo, em modelação análoga há sempre limitações e um dos aspetos que podem vir a ser melhorados em trabalhos futuros, é a similaridade entre o padrão estrutural final do modelo e o real da ZSP.

No contexto do ciclo alpino, investigaram-se algumas das causas da forma de uma bacia situada na ZCPTFA, admitindo, como hipótese, a movimentação direita a ela associada e, provavelmente ocorrida durante o Cenozoico. Algumas analogias entre modelo e realidade apoiaram a hipótese, porém não devemos considerar os resultados obtidos como definitivos. O modelo teve como principal propósito a aplicação didática, não tendo sido rigorosamente dimensionado. Para além disso seria desejável, em trabalhos futuros, testar outros modelos científicos/hipóteses que possam explicar alguns aspetos não evidenciados, como a assimetria da bacia e a sua abertura a Sul.

Ficou evidente que a modelação análoga permite compreender melhor geológicos como os que foram modelados, bem como a relação entre as estruturas produzidas em diversas escalas.

Após assegurada a sua reprodutibilidade, os modelos foram aplicados principalmente em contexto de Ensino formal, dentro de uma estratégia de investigação por resolução de problemas. Dessa aplicação concluiu-se que os mesmos permitiram que os alunos compreendessem pequenos episódios da Geologia de Portugal, numa perspetiva holística, de complementaridade de processos decorridos num determinado espaço geográfico e num determinado período de tempo geológico.

Os resultados obtidos, sobre os modelos mentais dos alunos que participaram nos estudos de caso realizados, evidenciaram uma progressão na complexidade dos raciocínios aplicados. A par disso, os resultados também sugerem que os modelos, de acordo com a estratégia referida, facilitaram a compreensão de três conceitos estruturantes da Geologia e transversais a outras áreas disciplinares: Complementaridade (de processos geológicos e sistemas terrestres), Espaço Geográfico e Tempo Geológico (longo). Uma aplicação mais generalizada destes e de outros modelos poderá permitir no futuro, tirar outras ilações ou uma mais substanciada base para as conclusões que retirámos.

Pelo exposto, parece-nos ser benéfica a aplicação futura dos modelos desenvolvidos em diversos contextos de aprendizagem, pois podem permitir aproximar o conhecimento comum, seja do jovem em idade escolar, ou de quem quer saber mais, do conhecimento científico mais atual, de acordo com uma nova visão, mais abrangente, da Ciência e do planeta Terra.

Se o critério da escolha passar por encontrar fenómenos da Geologia regional *próximos* desses jovens ou adultos, a garantia de sucesso será *a priori* maior, até porque a Geologia de Portugal é suficientemente diversificada para permitir encontrar o exemplo adequado a cada processo. Fenómenos como a formação de bacias de sedimentação (incluindo as oceânicas) e cadeias de montanhas enquadradas pelos ciclos de Wilson e, por uma perspetiva atualizada de cariz holístico e sistémico, deveriam ser centrais nos currículos de Ciências e de Geologia. Só assim é possível perceber o insignificante lugar que ocupamos, enquanto humanos, no planeta Terra, e quão intrincados são os processos geológicos, dos quais depende a manutenção das Sociedades em que vivemos.

Para tal exigir-se-ia uma revisão cuidada dos currículos e uma formação de professores, com uma sólida base científica, verdadeiramente contínua ao longo de toda a carreira. A voragem da evolução do conhecimento e das formas e técnicas da sua construção, que a Geologia viveu nas últimas décadas, principalmente ao nível da compreensão dos seus processos internos, não é compatível com uma formação de professores de base, pouco sólida em muitos casos, e com programas escolares que tardam em ser verdadeiramente atualizados. Para isso, um contacto estreito entre os professores dos diversos graus de Ensino Pré-Universitário e os professores e investigadores do Ensino Universitário é fundamental.

Dentro da mesma perspetiva, cabe a Geologia Experimental, ou o Trabalho Experimental em Geologia, que, no campo da investigação, bem como em sítios fidedignos da Internet, apresenta uma diversidade de propostas com aplicação didática, que se afasta drasticamente da escassez e/ou falta de qualidade, que se verifica nos programas de ensino portugueses e/ou nos manuais escolares, face ao conhecimento atual.

Parece-nos, assim, importante o desenvolvimento de linhas de investigação e de inovação no Ensino em geral (formal e não formal), mas com ligações à investigação científica que se pratica nas Universidades, que reforcem a aplicação da Geologia Experimental, em que a Modelação Análoga se destaca, por se centrar nos processos geológicos e, por conter características também de outras metodologias da Ciência, que só lhe acrescentam vantagens.

Glossário

Alóctone (relativo a unidade ou terreno) - Que sofreu transporte, movimento horizontal, de alguns metros a algumas centenas de km.

Aluvial - Que se forma ou formou pelas águas da chuva. Os **leques** aluviais formam-se em zonas abruptas das montanhas, sendo constituídos por depósitos de grãos grosseiros e mal calibrados (Reineck & Singh, 1980).

Análise de conteúdo - Técnica de análise de textos utilizada em Ciências Sociais e Humanas que tem por fim pesquisar unidades de informação (frases, palavras), que se repetem ao longo de um ou mais textos, ou que podem estar ou não presentes, incluindo a sua contagem. Pode assim cruzar métodos qualitativos e quantitativos.

Ângulo de atrito interno (ϕ) - Ângulo que as superfícies de atrito dos grãos fazem entre si. O coeficiente de atrito (μ) é igual a $\tan \phi$.

Ângulo de repouso - O ângulo formado pela superfície livre de um amontoado livre (não confinado) de grãos com o plano horizontal é o ângulo de repouso do material granular. Este é igual ao ângulo de atrito interno para o caso da pressão confinada ser praticamente nula, ou do material granular não ter praticamente coesão. Neste caso é possível determinar o ângulo de atrito interno (de forma expedita), por medição do ângulo de repouso.

Anomalia térmica - Diferença significativa relativamente a um valor médio de temperatura.

Anorogénico - Que não tem origem orogénica, não formado durante a orogénese (fase convergente do ciclo de Wilson). Diz-se, por exemplo, de alguns granitos.

Anquimetamorfismo - Transição entre a diagénese e o metamorfismo, que é feita em função de um aumento de profundidade. Muitas das mudanças envolvidas são comuns aos dois processos (*e.g.* reconstituição de argilas, cristalização do quartzo, precipitação de carbonatos). Por isso, só quando a rocha está globalmente afetada, apresentando, por exemplo, foliação de acordo com a tensão a que foi sujeita, é que se diz que sofreu metamorfismo. O mesmo se aplica no que diz respeito aos minerais neoformados como, por exemplo, os zeólitos e a clorite (*vide* Turner, 1981).

Anticlinal (e sinclinal) - Quando as rochas mais antigas se encontram no núcleo da dobra. No sinclinal, são as rochas mais modernas que se encontram no núcleo da dobra. Devidos aos redobramentos, existem **sinformas anticlinais**, com concavidade voltada para cima mas em que as rochas mais antigas se encontram no núcleo da dobra, e **antiformas sinclinais**, com concavidade voltada para baixo mas em que as rochas mais recentes se encontram no núcleo da dobra (Fossen, 2010).

Antiforma (e sinforma) - Dobra que apresenta concavidade voltada para baixo. O sinforma apresenta a concavidade voltada para cima.

Arco Ibero-Armoricano - Principal macroestrutura, da parte ocidental europeia do orógeno varisco, cuja forma é arqueada, contrastando com a disposição linear de outras cadeias de montanhas (Ribeiro *et al.*, 1979; Dias & Ribeiro, 1995).

Assinatura isotópica - Razão entre dois isótopos estáveis ou instáveis de um determinado elemento, determinada num determinado sistema (amostra litológica, ambiente, etc.).

Autóctone (relativo a unidade ou terreno) - Que não sofreu movimento ou transporte horizontal.

Bacia de desligamento - Depressão associada à movimentação de falhas de desligamento em zonas de inflexão curvas ou retas, em que a deposição de sedimentos e a subsidência se tornam favoráveis.

Bioturbação - Processo de construção de estruturas sedimentares por organismos, características de ambientes específicos, *perturbando* o sedimento e, deixando marcas quando fossilizam –*icnofósseis*.

Blastomilonito - Tipo de **milonito** que apresenta significativa recristalização em equilíbrio, pós-deformação (Passchier & Trouw, 1996).

Boudins (e estruturas em *pinch and swell*) - Estruturas em forma de pequenas salsichas (frescas) unidas entre si. Formam-se por compressão de litologias com comportamento reológico diferente (frágil e dúctil).

Campo de tensões (ou tensões regionais) - Orientação do sistema de tensões paleorregional, inferido a partir da interpretação dos padrões estruturais associados a um determinado fenómeno ocorrido (*e.g.* orogénese), tais como: a distribuição dos eixos das dobras, a disposição de falhas, diques, veios ou outro tipo de fraturas (Price & Cosgrove, 2005).

Capacidade visual penetrativa - Capacidade de visualizar estruturas tridimensionalmente, a partir da sua projecção em planta, a duas dimensões (Kali & Orion, 1996; Alles & Riggs, 2011).

Capacidades espaciais - Capacidades para, em geral, visualizar mental ou cognitivamente, objetos, percursos, processos, nas 3 dimensões do espaço. Englobam não só a visão espacial, mas também a percepção espacial e a rotação mental de objetos (Black, 2005).

Carreamento - Cavalgamento quase horizontal (subhorizontal) com rejeição (rejeito) importante (*e.g.* Boulvain & Auwera, 2011) que pode ser, de acordo com alguns autores (*e.g.* Merle, 1998), da ordem das muitas dezenas de quilómetros.

Cataclasitos - Produtos resultantes da **cataclase**, processo de deformação frágil que conduz à redução do grão e que geralmente se encontra associado a zonas de cisalhamento.

Cavalgamento - Falha inversa associada ou não a outras falhas inversas. Se formado no sentido contrário ao da propagação da deformação, associa-se o prefixo retro (cavalgamento). Alguns são designados como sendo **fora de sequência**.

Centro de alastramento - Zona a partir da qual há formação de crosta oceânica e consequente alastramento do fundo oceânico. Pode estar associado a um rifte ou não consoante a velocidade de alastramento.

Charneira (da dobra) - Zona de máxima curvatura que separa os dois **flancos** da dobra. O **eixo da dobra** é a linha que passa a meio da charneira (*e.g.* Mattauer, 1998). O **plano axial** é uma superfície plana que corta as charneiras de uma ou mais dobras (*e.g.* Fossen, 2010).

Ciclo de Wilson - Conjunto de fenómenos cíclicos à escala do tempo geológico longo, que compreende desde a formação de um oceano a partir da fraturação de um continente, até ao seu fecho, através da acreção de dois ou mais continentes.

Coesão - Força com que as partículas de um corpo se atraem mutuamente.

Coluvial - Que é de origem gravítica. Depósito coluvial é constituído por um conjunto de grãos ou blocos provenientes, por efeito gravítico, em geral, de local próximo.

Conceito estruturante - Conceção transversal a um currículo ou área disciplinar, cuja construção (ou reconstrução) transforma a forma de pensar sobre um determinado assunto, ou a visão do Mundo, permitindo a introdução e a compreensão de novos conteúdos e/ou assuntos [e.g. Tempo, Espaço, Complementaridade (entre Processos Geológicos ou entre Sistemas Terrestres)].

Corte balanceado - Conjunto de técnicas que permite reconstituir um corte geológico para o momento, anterior ao qual, as formações que integra começaram a ser deformadas, retirando-lhes as estruturas de deformação como dobras e falhas. Através dele calculam-se as taxas aproximadas de deformação.

Deformação interna - Deformação do prisma acrecionário a uma escala não percecionada, de que resulta a diminuição de espaço. Esta acontece, por exemplo, por compactação horizontal devido à expulsão de fluidos ou à deformação intracristalina.

Depocentro - Local de máxima subsidência ou deposição de uma bacia sedimentar em determinado período de tempo.

Descompressão adiabática - Processo que leva à fusão parcial apenas por diminuição da pressão.

Diapiro - Estrutura relacionada com a existência, em profundidade, de camadas sedimentares evaporíticas (gesso e/ou sal-gema), materiais que, pela sua fraca densidade e grande plasticidade, induzem deformações nas sequências sedimentares que se lhes sobrepõem, num estilo dinâmico, muito particular, referido por haloquinese ou halocinese, do grego *halos*, sal, e *kineo*, movimento (Galopim de Carvalho, 1977).

Dimensionamento (=scaling) - Conjunto de leis de escala que estabelecem e asseguram a similaridade entre o modelo e a realidade, designada, no início (Hubbert, 1937), por *protótipo*. Se for estritamente rigoroso, o dimensionamento deve satisfazer as similaridades: geométrica, cinemática e dinâmica. Esta última inclui a reológica, tendo em conta que os processos geológicos simulados decorrem, em geral, em períodos da ordem dos milhares ou dos milhões de anos.

Discordância angular - *vide* inconformidade.

Dobras cilíndricas - Dobras cuja zona de charneira tem a forma de um semicírculo, correspondente a metade da secção de um cilindro (Fossen, 2010).

Domínios mal estruturados - Assuntos ou disciplinas complexos que não são compreensíveis através de abordagens de ensino simplistas, hierarquizadas e lineares, caso contrário, conduzirão à elaboração de ideias de difícil substituição e distantes do conhecimento científico atualizado e (e.g. Jonassen, 1999).

Elemento-traço - Elemento químico cuja concentração é, em geral, muito menor que 1%, por oposição aos elementos maiores cuja concentração é, usualmente, superior a 1%. Em Geoquímica, a concentração dos elementos-traço mede-se, habitualmente, em *ppm* – partes por milhão ou permilagem (*e.g.* Davies, 1999).

Estiramento - Reduzir a tiras, esticar. Refere-se à extensão de minerais, fósseis, estratos segundo uma determinada direção.

Estratificação gradada (= *graded bedding*) - Disposição dos estratos, da base para o topo de uma sequência sedimentar, por seleção granulométrica/gravítica do seu conteúdo.

Estudo de caso - Tipo de metodologia de investigação, utilizada em diversas Ciências, que consiste no estudo pormenorizado de um caso particular, inserido no seu contexto.

Fluvial - Relativo aos rios e/ou bacias hidrográficas. Depósitos fluviais, como os terraços são constituídos por sedimentos que foram transportados pelas águas de rios (cursos de água contínuos, que desembocam noutra ou no oceano).

Flysch - Sequência sedimentar metamorfizada (o grau de metamorfismo é variável) constituída por materiais finos (pelitos) alternados com mais grosseiros (grauvaques), depositada na fase final do ciclo de Wilson em zona convergente de placas. É geralmente considerado análogo das sequências turbidíticas (e interturbidíticas).

Foliação - Característica planar e penetrativa, observável numa rocha (em amostra de mão ou afloramento). Definem, por exemplo, uma orientação preferencial ou uma segregação de minerais (Passchier & Trouw, 1996).

Fora de sequência (= *Out-of-sequence* no original de língua inglesa) - Cavalgamentos que não obedecem à propagação da deformação para a zona externa ou ao estilo de deformação sequencial. Um cavalgamento sequencial (dentro da sequência) corta uma camada numa dobra, apenas ao nível do flanco inverso, enquanto um cavalgamento fora de sequência corta uma mesma camada nos dois flancos da dobra (Morley, 1988).

Geossítio - Área de ocorrência de elementos geológicos com reconhecido valor científico, educativo, estético e cultural (alínea i) do Art. 3º, do Decreto-Lei nº 142/2008, de 24 de Julho).

Grauvaque - Tipo de arenito (rocha sedimentar) “impuro”, ou seja, cujos grãos têm diversas proveniências litológicas.

Holístico - Relativo a holismo; forma de abordagem dos sistemas naturais e das suas propriedades como um todo e não como um conjunto de várias partes.

Inconformidade - Superfície de erosão e/ou de não deposição entre corpos rochosos, representando um hiato ou lacuna significativa no registo geológico. Uma discordância angular é um tipo de inconformidade que põe em contacto séries sedimentares em que existe uma diferença angular na atitude da estratificação (*vide* paraconformidade).

Inquérito - Técnica de investigação das Ciências Sociais que permite a recolha de informação diretamente dos intervenientes na investigação, através de um conjunto de questões, organizadas segundo uma determinada ordem. Estas podem ser apresentadas aos respondentes por duas formas e instrumentos; de forma escrita, através de questionário, ou oralmente através de entrevista, tendo por base um guião prévio.

Inversão tectónica - Processo que leva à reativação de falhas mas com uma movimentação oposta à que tinham tido anteriormente. (e.g. uma falha normal passa a ter movimentação inversa).

Laminação - Reduzir a lâminas devido a extensão aplicada, por exemplo, a estratos.

Lineação - Característica linear e penetrativa, observável numa rocha (em amostra de mão ou em afloramento). Há vários tipos, como: a definida por uma linha resultante da interseção entre duas estruturas, como por exemplo, a estratificação e uma foliação (lineação de interseção), ou um alinhamento de minerais que foram estirados numa determinada direção (lineação de estiramento).

Lineamento topográfico - Orientação das estruturas geomorfológicas segundo uma determinada direção.

Meta(-) - Prefixo que designa um determinado tipo de rocha - o **protólito** - que foi sujeito a metamorfismo (e.g. metassedimento, metagrauvaque, metavulcanito).

Metamorfismo - Conjunto de modificações físicas e químicas que afetam, no estado sólido, rochas preexistentes - protólitos - (de qualquer tipo; sedimentares, ígneas ou metamórficas), como resultado de alterações de um ou mais (geralmente mais do que um) dos seguintes fatores: temperatura, pressão litostática, fluidos, tensões.

Migmatito - Rocha com características mistas de rochas ígneas e metamórficas. As zonas mais claras cristalizaram a partir de magmas graníticos, enquanto as zonas escuras são formadas por rochas metamórficas ricas em minerais máficos. Formam-se quando a temperatura e a pressão são suficientemente elevadas para provocar fusão (Hamblin & Christiansen, 1998).

Milonito - Rocha metamórfica, cuja textura (com foliação e lineação) revela características de deformação dúctil e de redução mecânica do grão. Geralmente, estão associados a zonas de cisalhamento (Raymond, 1995; Passchier & Trouw, 1996). É um termo estritamente estrutural relacionado com a textura e não com a mineralogia da rocha.

Modelo (em Ciência) - Representação simplificada de um objeto, estrutura, sistema ou processo, que permite investigá-lo, estudá-lo e prever a sua evolução. Contém apenas algumas características e propriedades da realidade que representa.

Modelo mental - Representação ou construção cognitiva do mundo natural (sistema, processo ou objeto), construída e revisitada ao longo do tempo, devido a múltiplos fatores, relacionados com o conhecimento científico adquirido em contexto de aprendizagem formal, ou no dia-a-dia, fruto de aprendizagens não formais e informais.

(Fluido) Newtoniano - Relativo a um material que quando sujeito a tensão cisalhante, esta e a deformação (cisalhante) se relacionam de forma linear.

Nível estrutural - Zona em profundidade numa cadeia de montanhas que se caracteriza por apresentar certo tipo de estruturas típicas de um determinado regime de deformação (frágil, dúctil e fusão) e mecanismo (cisalhamento, flexão, achatamento e fluência) [Mattauer, 1973; Galopim de Carvalho, 1977].

Oceanização - Formação e alastramento de litosfera oceânica.

Ofiolito - Relíquia de litosfera oceânica, exótica em relação às litologias envolventes, metamorfizada e deformada, geralmente não completamente preservada, localizada em zona emersa.

Ortognaise - Gnaise resultante do metamorfismo de rochas ígneas.

Palinoestratigrafia - Ramo da Estratigrafia que tem como base de datação o estudo dos grãos de pólen encontrados nas formações litológicas.

Paraconformidade (inconformidade não deposicional) - Inconformidade que põe em contacto duas séries sedimentares paralelas e que não apresenta evidências de atividade erosiva na sua interface. Implica um hiato temporal entre as idades do topo da série inferior e as idades da base da série superior (*vide* inconformidade).

Pelito - Rocha sedimentar detrítica cuja granulometria dos grãos abrange a da argila e do silte, ou seja, que é constituída por grãos de argila e de silte, em quantidades variáveis.

Prisma acrecionário - Estrutura formada por sedimentos depositados numa margem ativa continental, que se vão deformando à medida da convergência das placas litosféricas.

Reologia - Estudo da deformação e do escoamento da matéria (definição da *Society of Rheology*).

Rocha blastomilonítica - *Vide* blastomilonito.

Serra - Termo geomorfológico, utilizado em português para designar montanha ou cadeia de montanhas.

Sinorogénico - Que tem origem orogénica, que se formou durante uma orogénese. Aplica-se por exemplo em relação ao magmatismo.

Slab-pull (=placa puxada) - Mecanismo de enterramento (ou mergulho), por aumento de densidade, do bordo de uma placa litosférica na astenosfera, repercutindo-se a tensão ao resto da placa.

Sutura - Zona geológica, geralmente estreita e comprida, que materializa a acreção de terrenos com histórias tectónicas distintas (*e.g.* ZCTBC).

(Processo) Tectonometamórfico - Relativo a um processo que implica metamorfismo de origem tectónica.

Tempestito - Depósito sedimentar resultante do transporte de sedimentos pelo mar num evento de tempestade. Assemelha-se a **tsunamito**, depósito decorrente do transporte de materiais por ondas que se formaram em consequência de um sismo com epicentro no fundo oceânico ou na margem continental.

Tensão - Razão entre a força e a área sobre a qual esta atua (força por unidade de área). Um dos mais familiares exemplos de tensão é a pressão. Neste caso, a força tem a direção e o sentido da superfície sobre a qual atua. Outro caso especial é a tração, em que a força tem direção e sentido oposto à da superfície sobre a qual atua. No entanto, na maioria dos casos, a força é oblíqua à superfície sobre a qual atua, sendo decomposta em duas componentes: normal e cisalhante (ou de cisalhamento) [*e.g.* Hubbert, 1937].

Teoria - Conjunto de ideias, de conceitos, de princípios fundamentais, organizados num sistema coerente e aplicado a um qualquer domínio científico, artístico, a uma atividade ou a uma disciplina (Dicionário de Língua Portuguesa da Academia das Ciências). Uma teoria é, também em certos contextos, entendida como um modelo ou hipótese que ganhou aceitação generalizada por repetidas verificações (experimentais ou factuais). De acordo com esta perspetiva

(Moore & Twiss, 1995), mas também com a primeira, Alfred Wegener (1880-1930) formulou uma hipótese e não uma teoria.

Terreno - Área geográfica continental, que possui geologia distinta, apresentando formações estratigráficas, rochas intrusivas, depósitos minerais e história tectónica que lhe confere características especiais e diferentes das dos terrenos adjacentes.

(Tectónica) *Thin-skinned, pele fina ou pelicular* - Deformação que se realiza acima de uma superfície ou zona de descolamento, logo afetando apenas a crosta superior. Opõe-se ao tipo *thick-skinned* ou *pele grossa*, que abrange também a crosta inferior (e.g. Ribeiro, 2002).

Transposição didática - Conjunto de transformações adaptativas aplicado a um conteúdo científico ou conjunto de conteúdos científicos que permite que o mesmo se torne “objeto de ensino”, ou seja, que possa ser assimilado e apreendido (e.g. Astolfi *et al.*, 2008).

Turbiditos - Depósitos de sedimentos, em geral, areníticos transportados por correntes de turbidez. Formam-se em margens continentais e em planícies abissais, normalmente alternados com depósitos mais finos, os interturbiditos. São comparados com os depósitos antigos de *flysch* sendo-lhes, por vezes, atribuído o adjetivo *flyschoides* (Reineck & Singh, 1980).

Variação (ou movimento) eustática (o) - Variação do nível do mar por aumento do volume de água nos oceanos (ao nível global do planeta).

Vergência (de uma dobra) - Sentido oposto à da inclinação do plano axial de uma dobra inclinada, tombada ou deitada. Para onde aponta o “nariz” da dobra.

Zona de descolamento - Zona em profundidade que, em geral, separa uma zona não deformada de uma zona deformada e em que a velocidade das ondas sísmicas é baixa. É vulgar ser constituída por rochas com comportamento dúctil como xistos e evaporitos.

Zona ou faixa de cisalhamento - Zona de deformação estreita (poucas dezenas de quilómetros no máximo), não discreta, e predominantemente dúctil (contínua), tipicamente dominada por cisalhamento simples.

Bibliografia

1. Livros (e capítulos), monografias, artigos

- Abreu, J.; Barros, M.; Jaques, I.; Sacramento, C.; Praia, J.; Marques, L.; Chaminé, H. & Fonseca, P. E. (2004). O trabalho experimental em Geologia: Simulação das causas da queda de uma ponte. *GeoCiências*. 16, 41-51.
- Afonso, M.; Alveirinho, D.; Tomás, H.; Alves, V.; Ferreira, S.; Calado, S. & Silva, P. (2011). A exigência conceptual no ensino das Ciências – do 1º ao 9º ano de escolaridade. In Fundação Francisco Manuel dos Santos (Org.). *O valor do ensino experimental. Questões-Chave da Educação*. (pp. 41-75). Porto: Porto Editora.
- Ager, D. (1993). *The New Catastrophism: The Rare Event in Geological History*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Aikenhead, G. (2009). *Educação Científica para todos*. Mangualde: Edições Pedagogo.
- Alencão, A.; Oliveira, A.; Pacheco, F. & Ferreira, C. (2012). Fluxo subterrâneo e dinâmico de aquíferos em meios porosos. Utilização de modelos análogos. *Geonovas*, 25, 35-40.
- Allègre, C. (1999). *L'écume de la Terre*. Paris: Fayard.
- Alles, M. & Riggs, E. M. (2011). Developing a process model for visual penetrative ability, In Feig, A. D., & Stokes, A. (Eds.) *Qualitative Inquiry in Geosciences Education Research* (pp. 63-80). Geological Society of America, Special Paper 474.
- Álvarez, R. M. & García de la Torre, E. (1996). Los modelos analógicos en Geología: Implicaciones Didácticas. Ejemplos relacionados con el origen de materiales terrestres. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, (4.2), 133-139.
- Alves, C. F.; Martins, L.; Madeira, J.; Mata, J.; Almeida, I.M.; De Min, A.; Youbi, N. & Bensaleh, K. H. (2010). Constrangimentos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para o magmatismo transicional na Bacia Lusitânica. *Abstracts do X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e XVI Semana de Geoquímica*, Porto. Memórias da Faculdade de Ciências do Porto. 14, p. 171.
- Amador, F. (2008). O ensino da Geologia nas escolas portuguesas, durante o século XIX e primeira metade do século XX: reformas curriculares e manuais escolares. *Terræ Didactica*, 3(1), 4-17.
- Anderson, D. L. (1982). Hotspots, polar wander, Mesozoic Convection and the geoid. *Nature*, 297, 391-393.
- Anderson, D. L. (2006). Plate Tectonics; the general theory: Complex Earth is simpler than you think. In Manduca, C. A. and Mogk, D. W. (Eds.). *Earth and Mind: How Geologists Think and Learn about the Earth, Special paper 413*. (pp. 29-38). Geological Society of America.
- Andrews, S. (1998). The Geologist as Detective: a view of our profession (Presented at the annual meeting of the New England Section of the Geological Society of America). <http://www.sarahandrews.net/whitepapers.htm> (acedido em 02/08/2012).
- Antunes, J. L. (2003). A Ciência como uma Linguagem Comum num Mundo Globalizado. In *Globalização, Ciência, Cultura e Religiões* (pp. 149-152). Lisboa: Publicações D. Quixote.
- Aparício, M.M. (2010). *O papel dos Clubes da Ciência na aprendizagem da Física e da Química*. Dissertação para obtenção de grau de Mestre. Universidade Portucalense Infante D. Henrique. 125 p.
- Araújo, A. (2006). O Varisco do sector Sul de Portugal. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp. 139-144). Évora: Univ. Évora.

- Araújo, A. (2013). O Varisco do setor Sul de Portugal. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria (I)* (pp. 483-492). Évora: Univ. Évora.
- Araújo, A.; Fonseca, P.; Munhá, J.; Moita, P.; Pedro, J. & Ribeiro, A., (2005). The Moura Phyllonitic Complex: An Accretionary Complex related with obduction in the Southern Iberia Variscan Suture. *Geodinamica Acta* 18/5, 375-388.
- Araújo, A.; Piçarra de Almeida, J.; Borrego, J.; Pedro, J. & Oliveira, J. T. (2013). As zonas central e sul da zona de Ossa-Morena. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria (I)* (pp. 509-549). Évora: Univ. Évora.
- Arthaud, F. & Matte, Ph. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe, geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics.*, 25, 139-171.
- Arthurs, L. (2011). What college-level students think: Student alternate conceptions and their cognitive models of geosciences concepts, in Feig, A. D., and Stokes, A.(Eds). *Qualitative Inquiry in Geosciences Education Research*. (pp. 135-152). Geological Society of America. Special Paper 474.
- Astolfi, J.-P.; Darot, E.; Guinsburger-Vogel, Y. & Toussaint, J. (2008). *Mots-clés de la didatique des sciences*. Bruxelles: De Boeck.
- Atmaoui, N.; Kukowski, N.; Stöckhert, B. & König, D. (2006). Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: insights from scaled clay experiments. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. 95, 225–238.
- Ausubel, D.; Novak, J. & Hanesian, H. (1980). *Psicologia Educacional*. Rio de Janeiro: Interamericana.
- Autin, J.; Bellahsen, N.; Husson, L.; Beslier, M.-O.; Leroy, S. & d'Acremont, E. (2010). Analog models of oblique rifting in a cold lithosphere. *Tectonics*, 29, TC6016.
- Aydin, A. & Nur, A. (1982). Evolution of pull-apart basins and their scale Independence. *Tectonics*, 1 (1), 91-105.
- Azevedo, M. R. & Aguado, B. V. (2006). Origem e Instalação de Granitoides Variscos na Zona Centro Ibérica. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp. 107-122). Évora: Univ. Évora.
- Azevedo, M. R. & Aguado, B. V. (2013). Origem e Instalação de Granitoides Variscos na Zona Centro Ibérica. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal* (pp. 377- 401). Lisboa: Escolar Editora.
- Bachelard, G. (2006). *A formação do espírito científico*. Lisboa: Dinalivro.
- Bardin, L. (2009). *Análise de Conteúdo*. Lisboa: Edições 70.
- Barnett, M.; Keating, T.; Barab, S. A. & Hay, K. E. (2000). Conceptual Change Through Building Three-Dimensional Virtual Models. In B. Fishman & O'Connor-Divelbiss (Eds). *Fourth International Conference of the Learning Sciences* (pp. 134-141). Mahwah. New Jersey: Laurence Erlbaum Associates.
- Barreiras, S.; Vasconcelos, C. & Fonseca, P. E. (2005). La Tectónica Experimental en la Enseñanza de la Geologia: importância de los diarios de classe en la reflexión-acción. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra.*, 13 (2), 146-155.
- Barriga, F. (1990). Metallogenesis in Iberian Pyrite Belt. In Dallmeyer, R. D. & Matínez García (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (pp.369-379). Berlin: Springer-Verlag.
- Basile, C. & Brun, J. P. (1999). Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation. *Journal of Structural Geology*, 21, 23-37.

- Batista, L. F. (2009). Cartografia da Deformação Tectónica de Idade Pliocénica e Quaternária na Planície Abissal do Tejo, Talude e Plataforma Continental Adjacentes com Base na Interpretação de Perfis Sísmicos de Reflexão e Batimetria Multifeixe. Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território. Tese de Mestrado (não publicada). Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências. 97 p.
- Bell, J. (1997). *Como realizar um projecto de investigação*. Lisboa: Gradiva.
- Best, M. G. & Christiansen, A. H. (2001). *Igneous Petrology*. Massachusetts: Blackwell Science.
- Black, A. (2005). Spatial Ability and Earth Science Conceptual Understanding. *Journal of Geoscience Education*, 53 (4), 402-414.
- Bogdan, R. & Biklen, S. (1994). *Investigação Qualitativa em Educação. Uma introdução à Teoria e aos Métodos*. Porto: Porto Editora.
- Bolacha, E. (2005). Os Manuais escolares: uma avaliação da sua qualidade. *Geonovas*, 19, 83-88.
- Bolacha, E. (2008). Elementos sobre Epistemologia da Geologia: uma contribuição no Ano Internacional do Planeta Terra. *e-Terra. Revista Electrónica de Ciências da Terra*, 6 (2). http://e-terra.geopor.pt/eng/index_en1.html (acedido em 18/11/2012).
- Bolacha, E. & Fonseca, P. E. (2010). A relevância da Geologia Experimental para o conhecimento da Terra: contributos da Tectónica. In *Actas do VIII Congresso Nacional de Geologia*, 15. Braga: Universidade do Minho. <http://metododirecto.pt/CNG2010/index.php/vol/article/view/72> (acedido em 01/07/2013).
- Bolacha, E. & Mateus, A. (2007a). Novos currículos de Geologia no Ensino Secundário português: contributos da Associação Portuguesa de Geólogos. *Geonovas*, 21, 67-74.
- Bolacha, E. & Mateus, A. (2007b). Evolução recente do Ensino Secundário em Portugal e suas implicações nos currículos de Geologia; a perspectiva da Associação Portuguesa de Geólogos. *Geonovas*, 21, 75-86.
- Bolacha, E.; Deus, H. M. & Fonseca, P. E. (2011a). Modelos análogos de processos compressivos: “da colisão à subducção” (pp. 39-42). In *Actas do I Congresso Nacional Jovens Investigadores em Geociências*, LEG, Estremoz.
- Bolacha, E.; Deus, H. M. & Fonseca, P. E. (2012). The Concept of Analogue Modelling in Geology: an approach to mountain building. In Maurines, L & Redfors, A. (co-eds.) *E-book of the ESERA 2011 Conference. Science learning and Citizenship*. Lyon. http://lsg.ucy.ac.cy/esera/e_book/base/strand5.html (acedido em 05/04/2012).
- Bolacha, E.; Moita de Deus, H. & Fonseca, P. E. (2010). Modelação Análoga: Actividades práticas de Geologia em sala de aula. In J. Neiva, A. Ribeiro, Victor, L.; Noronha, F. & Ramalho, M. (Coord.), *Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História*, Volume I, Geologia Clássica (pp. 563-572). Lisboa: APG.
- Bolacha, E.; Deus, H. M.; Cruz, I. & Fonseca, P. E. (2013). Descobrir o planeta Terra: o Tempo e o Espaço em Geologia. *Educação e Matemática. Revista da Associação de Professores de Matemática*. Março-Abril 2013, 13-19.
- Bolacha, E.; Moita de Deus, H.; Dias, R.; Fonseca, P.E. (2011b). Modelação Análoga de um Episódio da Geologia de Portugal. In Neves, L. J. P. F.; Pereira, A. J. S. C.; Gomes, C. S. R.; Pereira, L. C. G. & Tavares, A. O. (Eds.). *Modelação de Sistemas Geológicos. Livro de homenagem ao Professor Manuel Maria Godinho* (pp. 125-140). Coimbra: Laboratório de Radioactividade Natural da Universidade de Coimbra.
- Bolacha, E.; Araújo, A. C.; Deus, H.; Costa, A. M.; Pereira, G.; Caranova, R.; Vicente, J. & Fonseca, P. E. (2007). Geoarqueologia na Costa Vicentina: Modelação Analógica da Remobilização de Achados Arqueológicos em Dunas – Resolução de um Problema Real. Encontro Nacional de Educação em Ciências, UTAD. *Actas do Encontro*, 318-321.

- Bolacha, E.; Martins, M.; Barros, M.; Deus, H. M. & Fonseca, P. E. (2009). Modelação Análoga da Formação de Montanhas - Orogenias: um desejável contributo para a Cultura Científica. In *Actas do XIII Encontro Nacional de Educação em Ciências, Instituto Politécnico de Castelo Branco*, 713-722.
- Bolacha, E.; Moita de Deus, H. A.; Caranova, R.; Silva, S.; Costa, A. M.; Vicente, J. & Fonseca, P. E. (2006). Uma Experiência na Formação de Professores: Modelação Analógica de Fenómenos Geológicos – A Geologia no Laboratório. *Geonovas*, 20, 33-56.
- Bonini, M.; Sokoutis, D.; Mulugeta, G. & Katrivanos, E. (2000). Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps. *Journal of Structural Geology*, 22, 1165-1179.
- Bonini, M.; Souriot, T.; Boccaletti, M. & Brun, J.-P. (1997). Successive orthogonal and oblique extension episodes in a rift zone: Laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift. *Tectonics*, 16 (2), 347-362.
- Bonini, M.; Sokoutis, D.; Talbot, C. J.; Boccaletti, M. & Milnes, A. G. (1999). Indenter growth in analogue models of Alpine-type deformation. *Tectonics*, 18 (1), 119-128.
- Bose, S.; Mandal, N.; Mukhopadhyay, D. & Mishra, P. (2009). An unstable kinematic state of the Himalayan tectonic wedge: Evidence from experimental thrust-spacing patterns. *Journal of Structural Geology*, 31, 83-91.
- Boulvain, F. & Auwera, J. V. (2011). *Geologie de terrain, de l'affleurement au concept*. Technosup. Paris: Ellipses.
- Bouma, A. H. (1962). *Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier.
- Boutelier, D.; C. Schrank, C. & Cruden, A. (2008). Power-law viscous materials for analogue experiments: Newdata on the rheology of highly-filled silicone polymers. *Journal of Structural Geology*. 30, 341-353.
- Brandão, J. M. (2008). Coleções e exposições de Geociências: velhas ferramentas, novos olhares, *Geonovas*, 21, 31-39.
- Brandão, J. M.; Callapez, P. M.; Mateus, O. & Castro P. [Eds.] (2010). *Coleções e museus de Geologia: missão e gestão*. Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra e Centro de Estudos de História e Filosofia da Ciência.
- Brandstetter, T. (2011). Time Machines: Model Experiments in Geology. *Centaurus*, 53, 135-145.
- Brilha, J. (2009). A Importância dos Geoparques no Ensino e Divulgação das Geociências. *Revista do Instituto de Geociências – USP Geol. USP*, Publ. espec., São Paulo, 5, 27-33.
- Brun, J.-P. (1999). Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 357, 695-712.
- Brun, J.-P. (2002). Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models. In Meer, S.; Drury, M.; Bresser, J. ; Pennock, G. (Eds.) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives* (pp. 355-370). London: Geological Society.
- Bruner, J. (1998). *O Processo da Educação*. Lisboa: Edições 70.
- Bruschi, R.; Bughi, S.; Spinazzè, M.; Torselletti E. & Vitali, L. (2006). Impact of debris flows and turbidity currents on seafloor structures. *Norwegian Journal of Geology*, 86, 317-337.
- Buck, W. R.; Lavier, L. L. & Poliakov, A. (1999). How to make a rift wide. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. The Royal Society*, 357, 671-693.
- Bullard, E. (1975). The Emergence of Plate Tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 3, p.1. <http://articles.adsabs.harvard.edu//full/1975AREPS...3....1B/0000001.000.html> (acedido em 06/11/2012).

- Burbules, N. C. & Torres, C. A. (Eds.) (2000). *Globalization and Education. Critical Perspectives* (pp. 1-26). New York: Routledge.
- Burg, J. P. (2011a). *Tectonics. Extension Systems*.
<http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/3extsyst.pdf> (acedido em 09/07/2013).
- Burg, J. P. (2011b). *Tectonics. Thrusts Systems*.
<http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/4thrustsyst.pdf> (acedido em 09/07/2013).
- Burg, J. P. (2011c). *Strike-slip and Oblique-Slip Tectonics*.
<http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/5wrench.pdf> (acedido em 09/07/2013).
- Burg, J. (2011d). *Lithospheric Strength Profiles*.
<http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/2proflitho.pdf> (acedido em 04/09/2013).
- Burg, J. P. (2012). *Mechanical aspects of deformation*.
<http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/1stress.pdf> (acedido em 09/07/2013).
- Burke, K. (2011). Plate Tectonics, the Wilson Cycle and Mantle Plumes: Geodynamics from the Top. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 1-29.
- Burov, E. (2011). Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1402-1443.
- Byerlee, J. (1978). Friction of Rocks. *Pageoph*, 116, 615-626.
- Byrne, D. E., Wang, W-H. & Davis, D. M. (1993). Mechanical role of backstops in the growth of forearcs. *Tectonics*, 12, 123-144.
- Cabral, J. (1993). *Neotectónica de Portugal continental. Dissertação para obtenção do grau de Doutor em Geologia* (não publicada). FCUL. Departamento de Geologia. Lisboa. 204 p.
- Cabral, J. (2012). Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 71-84.
- Cachão, M. & Silva, C. M. da (2000). The three main marine depositional cycles of the Neogene of Portugal, *Ciências da Terra* (UNL), 14, 303-312.
- Cachapuz, A. (2007). Educação em Ciência: que fazer? In CNE (Ed.). *Ciência e Educação em Ciência. Seminários e Colóquios* (pp. 239-249). Lisboa: Conselho Nacional de Educação.
- Cadilhe, G. (2008). *Nos Passos de Magalhães*. Lisboa: Oficina do Livro.
- Campbell, I. H. (2005). Large Igneous Provinces and the Mantle Plume Hypothesis. *Elements*, 1, 265-269.
- Caraça, J. (2007). Ciência e Educação em Ciência ou como ensinar hoje a aprender Ciência. In CNE. *Ciência e Educação em Ciência. Seminários e Colóquios* (pp. 29-38). Lisboa: Conselho Nacional de Educação.
- Carmo, H. & Ferreira, M. (2008). *Metodologia da Investigação. Guia para Auto-aprendizagem*. Lisboa: Universidade Aberta.
- Caroça, C. & Dias, R. (2002). Deformação transcorrente nos sectores externos da zona Sul Portuguesa; os últimos incrementos da tectónica Varisca, *Comun. Inst. Geol. Min. Portugal*, 89, 115-126.
- Caron, J. M.; Gauthier, A.; Lardeaux, J. M.; Schaaf, A.; Ulysse, J. & Wozniak, J. (2003). *Comprendre et Enseigner la planète Terre*. Paris: Ophrys.
- Carvalho, A. (2011). *Apparelhos para o Ensino do Relevo: A influência da Geologia Experimental no Práticas de Geographia* (1930). http://www.educasul.com.br/2011/evento_anais_formacao.html (acedido em 05/08/2012).
- Carvalho, A. F. & Moura, M. (1928). *Geodinâmica, Geotectónica e Geognosia, Primeiro livro de Geologia*. Coimbra: Moura Marques & Filho.

- Carvalho, D.; Goinhas, J.; Oliveira, V. & Ribeiro, A. (1971). Observações sobre a geologia do Sul de Portugal e consequências metalogenéticas. *Estudos Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro Porto*, 20, 1-2, 153-199.
- Casas, A. M.; Gapais, D.; Nalpas, T.; Besnard, K. & Román-Berdiel, T. (2001). Analogue models of transpressive systems. *Journal of Structural Geology*, 23, 733-743.
- Casas Sainz, A. M. & Facenna, C. (2001). Tertiary compressional deformation of Iberian plate. *Terra Nova*, 13 (4), 281-288.
- Chagas, I. (2000). Literacia científica. O grande desafio para a escola. In Atas do 1^o Encontro Nacional de Investigação e Formação, Globalização e Desenvolvimento Profissional do Professor. Lisboa. Escola Superior de Educação. <http://www.educ.fc.ul.pt/docentes/ichagas/index.html/publicacoes.htm> (acedido em 05/08/2012).
- Chamberlin T. C. (1890, 1897). The method of multiple hypotheses. *Science*, 15, 92-96 (Reprinted 1965, *Science*. 148,754-759).
- Chaminé, H. I. (2000). *Estratigrafia e Estrutura da Faixa Metamórfica de Espinho- Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): Implicações Geodinâmicas*. Tese submetida à FCUP para obtenção do grau de Doutor em Geologia. 497 p.
- Chaminé, H. I.; Gama Pereira, L. C.; Fonseca, P.E.; Moço, L.P.; Fernandes, J. P.; Rocha, F. T.; Flores, D.; Pinto de Jesus, A.; Gomes, C.; Soares de Andrade, A. A. & Araújo, A.(2003a). Tectonostratigraphy of Middle and Upper Palaeozoic black shales from Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (W Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Geobios*, 36, 649-663.
- Chaminé, H. I.; Fonseca, P. E.; Pinto de Jesus, A.; Gama Pereira, L. C.; Fernandes, J. P.; Flores, D.; Moço, L. P.; Dias de Castro, R.; Gomes, A.; Teixeira, J.; Araújo, M. A.; Soares de Andrade, A. A.; Gomes, C. & Rocha, F. T. (2003b). Tectonostratigraphy imbrications along strike-slip major shear zones: an exemple from the Early Carboniferous of SW European Variscides (Ossa-Morena Zone, Portugal). In Wong, Th. E. (Ed.). *Proccedings of the International Congress in Carboniferous and Permian Stratigraphy*. Utrecht, 405-416.
- Chaminé, H. I.; Gama Pereira, L.C.; Fonseca, P. E.; Noronha, F. & Lemos de Sousa, M. J. (2003c).Tectonoestratigrafia da faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha–Coimbra–Tomar, entre as Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena (Maciço Ibérico, W de Portugal). *Cad. Labor. Xeol. Laxe Coruña*, 28, 37–78.
- Chapple, W.H. (1978). Mechanics of thin-skinned fold and thrusts belts. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 1189-1198.
- Chi, M.T. H.; Slotta, J. D. & De Leew, N. (1994). From things to processes: a Theory of conceptual change for learning science concepts. *Learning and Instruction*, 4, 27-43.
- Cleland, C. E. (2001). Historical science, experimental science, and the scientific method. Geological Society of America. *Geology*, November 2001, 29 (11), 987-990.
- Cloos, E. (1955). Experimental Analysis of Fracture Patterns. *Bulletin of Geological Society of America*, 66, 241-256.
- Cloos, H. (1954). *Conversations with the Earth. The Autobiography of a Geologist*. London: Routledge & Kegan Paul Ltd.
- CMP (2008). *O Complexo Metamórfico da Foz do Douro. Um guia de campo didáctico*. Departamento de Geologia da FCUP e Centro de Geologia da Universidade do Porto. Porto: Câmara Municipal do Porto.
- Conceição, C. P. (2008). *Ciência Viva no Verão: As apreciações expressas pelos participantes*. Lisboa:CIES. ISCTE e ANCCT-Ciência Viva.

- Coombs, P. H. (1989). Key-note Speech: Educational challenges in the age of science and technology. In Ming, C. K.; Fong, L. K. (Eds.) *Popularization of Science and Technology. Why Informal and Nonformal Education Can Do? International Conference* (pp. 13-27). Paris: Faculty of Education of Hong Kong and UNESCO.
- Corti, G. (2012). Evolution and characteristics of continental rifting: Analog modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. *Tectonophysics*, 522–523, 1–33.
- Corti, G.; Wijk, Van J.; Bonini, M.; Sokoutis, D.; Cloetingh, S.; Innocenti, F. & Manetti, P. (2003). Transition of continental break-up to punctiform seafloor spreading: How fast, symmetric and magmatic. *Geophysical Research Letters*, 30 (12), 1604. doi: 10.029/2003GL017374.
- Costa, A. F.; Ávila, P. & Mateus, S. (2002). *Públicos da Ciência em Portugal*. Lisboa: Gradiva.
- Costa, E. & Vendeville, B. C. (2002). Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement, *Journal of Structural Geology*, 24, 1729-1739.
- Courtillot, V. (1999). *Evolutionary Catastrophes. The Science of Mass Extinction*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Couzens-Schultz, B. A. ; Vendeville, B. C. & Wilschko, D. V. (2003). Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. *Journal of Structural Geology*, 25, 1623–1644.
- Craig, F. (2008). *Fractured Earth*. <http://www.mantleplumes.org/WebDocuments/Findlay.pdf> (acedido em 18/09/2012).
- Crato, N. (2006) [Org.]. *Rómulo de Carvalho, Ser Professor*. Lisboa: Gradiva.
- Crespo-Blanc, A, & Luján, M. (2004). Como se forman las Montañas: Enseñanzas del Laboratorio. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 12 (1), 83-87.
- Crespo-Blanc, A & Murcia López, M. I. (2006). Como se forman los Océanos: Enseñanzas del Laboratorio. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 14 (2), 157-16.
- Cruz, A.; Garvão, C.; Costa, L.; Araújo, M. L.; Diogo, T. & Almeida, Z. S. (2011). *Guia para a nova ortografia da língua portuguesa*. Lisboa: Assembleia da República.
- Dagher, Z. (1998). Case for analogies in teaching science for understanding. In Mintzes, J. J.; Wandersee, J. H.; Novak, J. (Eds). *Teaching Science for Understanding* (pp. 195-211). San Diego: Academic Press.
- Dahlen, F. A. (1984). Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution. *J. Geophys. Res.*, 89, 10125-10133.
- Dahlen, F. A. (1990). Critical Taper Model of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 18, 55-99.
- Danusso, L.; Testa, I. & Vicentini, M. (2010). Improving Prospective Teachers' Knowledge about Scientific Models and Modelling: Design and evaluation of a teacher education intervention. *International Journal of Science Education*, 32 (7), 871-905.
- Daubrée, A. (1879). *Études synthétiques de géologie expérimentale*. Paris: Dunod.
- Davies (1999). *Dynamic Earth. Plates, Plumes and Mantle Convection*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Davis, D., Suppe, J. & Dahlen, F. A. (1983). Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges. In *Journal of Geophysical Research*, 88(B2), 1153-1172.
- Davis, R. J. & Fitzgerald, D. (2004). *Beaches and Coasts*. Blackwell Publishing.
- Davy, Ph. & Cobbold, P. (1991). Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188, 1-25.

- De Vecchi, G. (1997). Faire construire des concepts structurants des l'école primaire. http://www.lides.unige.ch/info/archives/edito_arch.htm (acedido em 05/08/2012).
- De Vicente, G.; Cloetingh, S.; Van Wees, J. D. & Cunha, P. P. (2011). Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502, 38–61.
- Dennis, J. G. (1988). The Enduring Influence of Hans Cloos. *Earth Sciences History*, 7(2), 140-145.
- Deus, H. M.; Bolacha, E. & Fonseca, P.E. (2011). Contribuição da Modelação Análoga para a compreensão dos colossais números do Tempo e do Espaço. In *Actas do I Congresso Nacional Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2011*, Estremoz, 43-46.
- Deus, H. M.; Bolacha, E.; Vicente, J.; Caranova, R.; Costa, A. M.; Silva, S. M. & Fonseca, P. E. (2006). Formação Contínua de Professores em Contexto Universitário: “ A Natureza no Laboratório”, Simpósio Ibérico do Ensino da Geologia. Universidade de Aveiro. In *Actas do Simpósio*, 39-44.
- DGEG (2012). *Informação Estatística da Indústria Extractiva*. Nº 14. Direcção Geral de Energia e Geologia. 12 p. <http://www.dgeg.pt/> (acedido em 04/06/2013).
- Dias, J. M. Alveirinho (1987). *Dinâmica Sedimentar e Evolução Recente da Plataforma Continental Portuguesa Setentrional*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Lisboa, 384 p.
- Dias, R. (2006). O Varisco do sector Norte de Portugal. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria (I)* (pp. 31-34). Évora: Univ. Évora.
- Dias, R. (2007). *Evolução, Portugal de Antes da História*. Estremoz: Associação Centro Ciência Viva de Estremoz.
- Dias, R. (2010). Evolução geodinâmica de Portugal no contexto do ciclo Varisco. GEOTIC- Sociedade Geológica de Portugal. VIII Congresso Nacional de Geologia, 8. <http://metododirecto.pt/CNG2010/index.php/vol/article/view/519/480> (acedido em 01/07/2013).
- Dias, R. & Basile, C. (2013). Estrutura dos Sectores Externos da Zona Sul Portuguesa; implicações geodinâmicas. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal* (pp. 787-807). Lisboa: Livraria Escolar Editora.
- Dias, R. & Cardoso, R. (2005). Da deformação experimental de leitos de areia à compreensão das rochas metamórficas. *Geonovas*, 19, 57-62.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1993). Porto-Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the Variscan orogeny, *Com. Inst. Geol. e Mineiro*, 79, 31-40.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1995). The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246, 113-128.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (2013). O Varisco do sector norte de Portugal. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal – I* (pp.59-71). Lisboa: Livraria Escolar Editora.
- Dias, R. & Ribeiro, C. (2002). O Triásico da Ponta Ruiva (Sagres); um fenómeno localizado na Bacia Mesozóica Algarvia. *Comun. Inst. Geol. Min Portugal*, 89, 39-46.
- Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. [Eds.]. (2006). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Évora: Univ. Évora.
- Dias, R.; Ribeiro, A.; Coke, C.; Pereira, E.; Rodrigues, J.; Castro, P.; Moreira, N. & Rebelo, J. (2013). Evolução estrutural dos sectores setentrionais do Autóctone da Zona Centro-Ibérica. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal – I* (pp. 72-147). Lisboa: Livraria Escolar Editora.
- Dicionário de Língua Portuguesa Contemporânea da Academia das Ciências de Lisboa (2001). Academia das Ciências de Lisboa e Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa: Editorial Verbo.

- Dinis, P.; Cabral, J. & Soares, A. F. (2007). Genesis of deformation structures affecting Pli-Pleistocene sediments in the western Portuguese mainland (West Iberia). Implication on the regional neotectonics. *Geodinamica Acta*, 20 (6), 415-431.
- Dinis, J. L.; Henriques, V.; Freitas, M. C.; Andrade, C. & Costa, P. (2006). Natural to anthropogenic forcing in the Holocene evolution of three coastal lagoons (Caldas da Rainha valley, western Portugal). *Quaternary International*, 150, 41-51.
- Dodick, J. & Orion, N. (2003). Cognitive Factors Affecting Student Understanding of Geologic Time. *Journal of Research in Science Teaching*, 40 (4), 415-442.
- Dodick J. & Orion, N. (2006). Building an understanding of geological time: A cognitive synthesis of the “macro” and “micro” scales of times. In Manduca, C. A. and Mogk, D. W. (Eds.). *Earth and Mind: How Geologists Think and Learn about the Earth, Special paper 413* (pp. 77-93). Geological Society of America.
- Dominguez, S.; Malavieille, J. & Lallemand, E. (2000). Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: Insights from sandbox experiments, *Tectonics*, 19 (1), 182-196.
- Dominguez, S.; Lallemand, S. E.; Malavieille, J. & von Huene, R. (1998). Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, 293, 207-224.
- Dourado, L. & Leite, L. (2008). Atividades laboratoriais e o ensino de fenómenos geológicos. In *Actas do XXI Congresso de ENCIGA* (Cd-Rom). Carballiño: IES Manuel Chamoso Lamas.
- Duarte, J. C.; Rosas, F. M.; Terrinha, P.; Gutscher, M.-A.; Malavieille, J.; Silva, S. & Matias, L. (2011). Thrust–wrench interference tectonics in the Gulf of Cadiz (Africa–Iberia plate boundary in the North-East Atlantic): Insights from analog models. *Marine Geology*, 289, 135-149.
- Duarte, J.; Rosas, F.; Terrinha, P.; Schellart, W.; Boutelier, D.; Gutscher, M.-A. & Ribeiro, A. (2013). Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin. *Geology*. doi:10.1130/G34100.1.
- Duarte, M. C. (2005). Analogias na Educação em Ciências. Contributos e Desafios. *Investigações em Ensino das Ciências*, 10 (1), 7-29.
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Berlin: Springer-Verlag.
- Eisenstadt, G. & Sims, D. (2005). Evaluating sand and clay models: do rheological differences matter? *Journal of Structural Geology*, 27, 1399–1412.
- Ellis, S. (1996). Forces driving continental collision: REconciling indentation and mantle subduction tectonics. *Geology*, 24 (8), 699-702.
- Enciclopédia Luso-Brasileira de Cultura (1964). Lisboa: Editorial Verbo.
- Engelhardt, W. & Zimmermann, J. (1988). *Theory of Earth Science*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Escher, B. G. & Kuenen, P. H. (1929). Experiments in connection with Salt Domes. *Leidsche Geologische Mededeelingen*, III (3), 151-182.
- Evans, K. & Niemeyer, B. [Eds.] (2004). *Reconnection: countering social exclusion through situated learning*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Feig, A. D. (2011). Methodology and location in the context of qualitative data and theoretical frameworks in geosciences education research, In Feig, A. D. and Stokes, A. (Eds.) *Qualitative Inquiry in Geosciences Education Research* (pp. 1-10). Geological Society of America. Special Paper. 474.
- Fernández-Lozano, J. (2008). *Modelación análoga de la evolución del relieve Cenozoico de la Península Ibérica: implicaciones en la dinámica cortical y litosférica*. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de CC. Geológicas. Departamento de Geodinámica. 79 p.

- Fernández-Lozano, J.; Sokoutis, D.; E, Willingshofer; Cloetingh, S. & De Vicente, G. (2011). Cenozoic deformation of Iberia: A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modeling. *Tectonics*, 30 (TC1001), doi:10.1029/2010TC0022719.
- Fernández-Lozano, J.; Sokoutis, D.; Willingshofer, E.; Dombrádi, E.; Martín, A. M.; De Vicente, G. & Cloetingh, S. (2012). Integrated gravity and topography analysis in analog models: Intraplate deformation in Iberia. *Tectonics*, 31 (6),TC6005-TC6005-9.
- Ferreira, C. (2012). A Modelação Análoga no Ensino da Geologia: Um estudo centrado na Aprendizagem Baseada na Resolução de Problemas. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Escola de Ciências e do Ambiente. 383 p.
- Ferreira, P. (2011). *O Trabalho de Campo no Ensino da Geologia: Da Investigação Geológica à Intervenção Pedagógica*. Tese de Doutoramento em Geociências (não publicada). Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. 222 p. (+anexos).
- Fiolhais, C. (2011). *A Ciência em Portugal*. Lisboa: Fundação Francisco Manuel dos Santos.
- Fonseca, P. (1995). *Estudo da Sutura Varisca no SW ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo*. Tese de Doutoramento. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 325 p.
- Fonseca, P. (1997). *Seminário de Investigação "Tectónica de Continentes e Oceanos"*. Mestrado em Geodinâmica Interna. GeoFCUL. Lisboa.
- Fonseca, P. & Ribeiro, A. (1993). Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. *Geol Rundsch*, 82, 440-447.
- Fonseca, P.; Barreiras, S. & Vasconcelos, C. (2005). Trabalho Experimental no Ensino da Geologia: Aplicações da Investigação na Sala de Aula. *Enseñanza de las Ciencias, Número Extra, VII Congreso*, 1-5.
- Fonseca, P. E.; Munhá, J. M.; Araújo, A. & Pedro, J. C. (2004). Os ofiolitos variscos e o metamorfismo de alta pressão associado, no ramo sul da Cadeia Varisca Ibérica. *Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 29, 31-52.
- Fonseca, P. E.; Ribeiro, L. P.; Caranova, R. & Filipe, P. (2001). Experimentación analógica sobre el desarrollo de un diapiro y la deformación producida en las rocas encajantes. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*. Vol. 9 (3), pp. 270-276.
- Fonseca, P. E., Caranova, R., Pinto Ribeiro, L., Chaminé, H. I., Almeida, P. G., Espinha Marques, J., Gomes, A., Teixeira, J., Araújo, A., Marques, J. M., Jesus, A. P., Gama Pereira, L. C. , Rocha, F. T. , Carvalho, J. M. & Sodr  Borges, F. (2004). Aplicação de modelos analógicos em regime frágil no domínio da geologia aplicada: experiências recorrendo a caixa de deformação de areias. *Actas do 9  Congresso Nacional de Geotecnia* (pp. 21-26). Aveiro, Sociedade Portuguesa de Geotecnia/Universidade de Aveiro.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Frigg, R. & Hartmann, S. (2012). Models in Science. In Zalta, E. N. (ed.), *The Stanford Encyclopedia of Philosophy*. <http://plato.stanford.edu/archives/fall2012/entries/models-science/> acedido em 05/08/2012).
- Frodeman, R. (1995). Geological reasoning: Geology as an interpretative and historical science. *GSA Bulletin*, Vol. 107 (8), 960-968.
- Frodeman, R. (2001). A Epistemologia das Geociências. In Marques, L. & Praia, J. (Eds.). *Geociências nos Currículos dos Ensinos Básico e Secundário* (pp. 39-57). Departamento de Didáctica e Tecnologia Educativa. Aveiro: Universidade de Aveiro.

- Gadotti, M. (2005). A questão da educação formal/não formal. INSTITUT Institut International des Droits de l'Enfant (IDE). *Droit à l'éducation: solution à tous les problèmes ou problème sans solution?* Sion (Suisse), 18 au 22 octobre, 1-11.
- Gagliardi, J.R. (1986). Los conceptos estruturales en el aprendizaje por investigación. *Enseñanza de las ciencias*, 4(1), 30-35.
- Galopim de Carvalho A. M. (1977). *Ciências Naturais. Geologia. Ano Propedêutico* (3 vol.) Lisboa: Ministério da Educação, Secretaria de Estado do Ensino Superior.
- Galopim de Carvalho A. M. (2008). *Fora de Portas. Memória e Reflexões*. Lisboa: Âncora editores.
- Garcia Cruz, C. M (1998). De los obstáculos epistemológicos a los conceptos estruturantes: una aproximación a la Enseñanza de la Geologia. Historia y Epistemologia de las Ciências. *Enseñanza de las Ciências*. 16(2), 323-330.
- Gardner, H. (2005). *Mentes que mudam*. Porto Alegre: Artmed/Bookman.
- Gardner, H. (2009). *Estruturas da mente : a teoria das inteligências múltiplas*. Porto Alegre: Artmed.
- Getting, I. A. & Christie, J. M. (1994). *David Tressel Griggs. A Biographical Memoir*. National Academy of Sciences. <http://www.nasonline.org/publications/biographical-memoirs/memoir-pdfs/griggs-david.pdf> (acedido em 22/07/2013).
- Ghiglione, R. & Matalon, B. (1997). *O Inquérito: Teoria e Prática*. Oeiras: Celta.
- Gibbons, W. (1994). Suspect Terranes. In Hancock, P. L. (Ed.). *Continental Deformation* (pp. 305- 319), Oxford, New York: Pergamon Press.
- Giere, R. (1988). *Explaining Science. A cognitive approach*. Chicago: The University of Chicago Press.
- Giese, U., Von Hoengen, R, Hoymann, K., Kramm, U. & Walter, R., (1994). The palaeozoic evolution of Ossa Morena Zone and it is boundary to the South Portuguese Zone in SW Spain: geological constraints and geodynamic interpretation of a suture in the Iberian Variscan orogen. *Neus Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie, Abhandlungen*, 192, 383-412.
- Gil, V. (1999). Surpresa e Ciência: Implicações para o Ensino. *Ensino Experimental e Construção de Saberes. Seminários e Colóquios* (pp. 25-32). Lisboa: Conselho Nacional de Educação.
- Gilbert, J. (2004). Models and Modelling: Routes to More authentic Science Education. *International Journal of Science and Mathematics Education*, 2, 115-130.
- Gilbert, S. W. (2011). *Models-Based Science Teaching*. Arlington:NSTA Press.
- Gilbert, S. W. & Ireton, S. W. (2003). *Understanding Models in Earth and Space Science*. Arlington: NSTApress.
- Giordan, A. (2007). *Aprender!* Lisboa: Instituto Piaget.
- Giuseppe, E. Di; Funicello , F. Corbi , F.; Ranalli , G. & Mojoli , G. (2009) Gelatins as rock analogs: A systematic study of their rheological and physical properties. *Tectonophysics*, 473, 391–403.
- Gobert, J. (2005). The Effects of Different learning tasks on Model-building in Plate Tectonics: Diagramming Versus Explaining. *Journal of Geoscience Education*, 53 (4), 444-455.
- Gohn, M. G. (2006). Educação não-formal, participação da sociedade civil e estruturas colegiadas nas escolas. *SciELO. Educ.* Rio de Janeiro, 14, 27-38. <http://www.scielo.br/pdf/ensaio/v14n50/30405.pdf>. acedido em 06/08/2012.
- Gomes, A. (2008). *Evolução Geomorfológica da Plataforma Litoral entre Espinho e Águeda*. Tese de Doutoramento em Geografia Física. Departamento de Geografia. Faculdade de Letras da Universidade do Porto. 344 p.

- Gomes A., Chaminé H. I., Teixeira J., Fonseca, P. E., Gama Pereira L. C., Pinto de Jesus A., Pérez Albertí A., Araújo M.A., Coelho A., Soares de Andrade A. & Rocha F. T. (2007). Late Cenozoic basin opening in relation to major strike-slip faulting along the Porto-Coimbra-Tomar fault zone (Northern Portugal). In: Gary Nichols et al. (Eds.), *Sedimentary Processes, Environments and Basins: Peter Friend Tribute* (pp. 137-153). International Association Sedimentologists. Special Publications.
- Gomes, C. J. S. (2013). Investigating new materials in the context of analog-physical models. *Journal of Structural Geology*, 46, 158-166.
- Gomes, C. J. S.; Caldeira, J. N.M. & Freitas, A. R. (2010). The influence of different colours on the mechanical behaviour of quartz sand – first results. In *Geomod2010 Modelling in Geosciences, 2010, Lisboa*. <http://geomod2010.fc.ul.pt/abstracts/Gomes%20et%20al.pdf> (acedido em 31/08/2012).
- González, D.; Pinto, L.; Peña, M. & Arriagada, C. (2012). 3D deformation in strike-slip systems: Analogue modelling and numerical restoration. *Andean Geology*, 39 (2), 295-316.
- Graveleau, F.(2008). *Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes: Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale)*. These pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Montpellier II. 486 p.
- Graveleau, F. & Dominguez, S. (2008). Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *Tectonics. C. R. Geoscience*, 340, 324–333.
- Graveleau, F.; Malavieille, J. & Dominguez, S. (2012). Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics*, 538-540, 1-66.
- Greca, I & Moreira, M. (2000). Mental models, conceptual models, and modelling, *International Journal of Science Education*, 22 (1), 1-11.
- Griggs, D. (1939). A theory of mountain-building. *Am J Sci*, 1, 237:611-650.
- Grotzinger, J. & Jordan, T. H., Press, F. & Siever, R. (2007). *Understanding Earth*. New York: W. H. Freeman and Company.
- Guerroué, E. L. & Cobbold, P. R. (2006). Influence of erosion and sedimentation on strike-slip fault systems: insights from analogue models. *Journal of Structural Geology*, 28, 421–430.
- Gunstone, R.& Mitchell, I. (1998). Metacognition and Conceptual Change. In Mintzes, J. J. Wandersee, J. H. e Novak, J. (Eds). *Teaching Science for Understanding: A Human Constructivist View* (pp. 133-163). San Diego: CA Academic Press.
- Gürbüz, A. (2010). Geometric characteristics of pull-apart basins. *Lithosphere*, 2(3), 199-206.
- Gutscher, M.-A.; Dominguez, S.; Westbrook, G. K. & Leroy, P. (2009). Deep structure, recent deformation and analog modeling of the Gulf of Cadiz accretionary wedge: Implications for the 1755 Lisbon earthquake. *Tectonophysics*, 475, 85-97.
- Gutscher, M.-A.; Kukowski, N.; Malavieille, J. & Lallemand, S. (1998). Material transfer in accretionary wedges from analysis of a systematic series of analog experiments. *Journal of Structural Geology*, 20 (4), 407-416.
- Gutscher, M.-A.; Dominguez, S.; Westbrook, G.K.; Le Roy, P.; Rosas, F.; Duarte, J.C.; Terrinha, P.; Miranda, J.M.; Graindorge, J.M., Gailler, A.; V. Sallares, V. & Bartolome, R. (2012). The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data. *Tectonophysics*, 574–575, 72-91.
- Hall, J. (1815). On the vertical position and convolution of certain strata, and their relation with granite, *Transactions of the Royal Society*, London, 7, 79-108. [http://www.academia.edu/1823241/On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite](http://www.academia.edu/1823241/On_the_vertical_position_and_convolution_of_certain_strata_and_their_relation_with_granite) (acedido em 07/11/2012).
- Hamblin, W. & Christiansen, E. (1998). *Earth's Dynamics Systems*. New Jersey: Prentice Hall.

- Hayman, N. W.; Byrne, T. B.; McNeill, L. C.; Kanagawad, K.; Kanamatsue, T.; Brownea, C. M.; Schleicherf, A. M. & Huftileg, G. J. (2012). Structural evolution of an inner accretionary wedge and forearc basin initiation, Nankai margin, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 353-354, 163–172.
- Herbert, B. E. (2006). Student understanding of complex earth systems. In Manduca, C.A. and Mogk, D. W., (Eds.), *Earth and Mind: How Geologist Think and Learn about the Earth, Special paper 413* (pp. 95-104). Boulder: Geological Society of America.
- Hess, H. H. (1962). History of Oceans Bassins. In Petrologic Studies: A Volume to Honor A. F. Budington. (pp. 599-620). <http://www.mantleplumes.org/WebDocuments/Hess1962.pdf> (acedido em 19/08/2013).
- Hill, M. M. & Hill, A. (2008). *Investigação por Questionário*. Edições Sílabo:Lisboa.
- Hodson, D. (1994). Hacia un enfoque más crítico del trabajo de laboratório. *Enseñanza de las Ciencias*, 12 (3), 299-313.
- Hubbert, M. K. (1937). Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Bull. Geol. Soc. Am.* 48, 1459-1520.
- Hubbert, M. K. (1951). Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Bulletin of Geological Society of America*, 62, 356-372.
- Huene, R. von & Lallemand, S. (1990). Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America Bulletin, GSA*, 102, 704-720.
- Ishikawa, T. & Kastens, K. A. (2005). Why Some Students Have Trouble with Maps and Other Spatial Representations. *Journal of Geoscience Education*, 53 (2), 184-197.
- Ishiwatari, A. (2001). *Introduction to Ophiolites*. http://earth.s.kanazawa-u.ac.jp/ishiwata/ophiol_e.htm#top (acedido em 16/10/2012).
- Jacoby, W. R. (1976). Paraffin Model Experiment of Plate Tectonics. *Tectonophysics*, 35, 103-113.
- Jee, B. D.; Uttal, D. H.; Gentner, D.; Manduca, C.; Shipley, T. F.; Tikoff, B.; Ormand, C. J. & Sageman, B. (2010). Commentary: Analogical Thinking in Geoscience Education. *Journal of Geoscience Education* 58 (1), 2-13.
- Jesus, A.; Munhá, J.; Mateus, A.; Tassinari, C. & Nutman, A.P. (2007). The Beja Layered Gabbroic Sequence (Ossa Morena Zone, Southern Portugal): geochronology and geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 20-3, 139-157.
- Johnson-Laird, P. (1983). *Mental models*. Cambridge, MA: Harvard University Press.
- Jonassen, D. H. (1999). Toward a Meta-Theory of Problem Solving. <http://web.missouri.edu/jonassend/problems.htm> (acedido em 22/07/2013).
- Jonassen, D. H. (2005). Model Building for Conceptual Change. *Interactive Learning Environments*, 13 (1-2), 15-37. <http://web.missouri.edu/jonassend/problems.htm> (acedido em 18/11/2012).
- Julivert, M.; Fontboté, J. M.; Ribeiro, A. & Conde, L. N. (1972). Mapa tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares à escala 1:1.000.000. *Ed. Inst. Geol. Min. España*.
- Justi, R. (2009). Learning how to model in science classroom: key teacher's role in supporting the development of students' modelling skills, *Educación Química*, 20, 32-40.
- Kali, Y. & Orion, N. (1996). Saptial Abilities of High-School Students in the Perception of Geologic Structures. *Journal of Research in Science Teaching*, 33 (4), 369-391.
- Kastens, K. A. & Ishikawa, T. (2006). Spatial thinking in the Geosciences and Cognitives Sciences: A cross-disciplinary look at the intersection of the two fields. In Manduca, C.; Mogk D. W. (Eds.). *Earth and Mind: How Geologist Think and Learn about the Earth* (pp. 53-76). The Geological Society of America.
- Kearey, P.; Klepeis, K. & Vine, F. (2009). *Global Tectonics*. Oxford:Willey-Black Well.

- Keep, M. & McClay, K., (1997). Analogue modelling of multiphase rift systems. *Tectonophysics*, 273, 239-270.
- Konstantinovskaya; E. & Malavieille, J. (2011). Thrust wedges with décollement levels and syntectonic erosion: A view from analog models. *Tectonophysics*, 502, 336–350.
- Krantz, R. W. (1991). Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188, 203-207.
- Kuhn, T. (1996). *The Structure of Scientific Revolutions*. Chicago and London: University of Chicago Press.
- Kukowski, N.; Huene, R. ; Malavieille, J. & Lallemand, S. (1994). Sediment accretion against a buttress beneath the Peruvian continental margin at 12 ° S as simulated with sandbox modelling. *Geol Rundsch*, 83, 822-831.
- Kullberg, J. C. (2000). Evolução Tectónica Meozoica da Bacia Lusitaniana. Dissertação apresentada para obtenção do Grau de Doutor em Geologia – Especialidade Geologia Estrutural pela Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia. 280 p.
- Kullberg, J. C.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Rey, J.; Terrinha, P.; Callapez, P. & Martins, L. (2006a). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp. 317-362). Évora: Univ. Évora.
- Kullberg, J. C.; Terrinha, P.; Pais, J.; Reis, R. P. & Legoinha, P. (2006b). Arrábida e Sintra: dois exemplos de Tectónica pós-rifting da Bacia Lusitaniana. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp. 369-396). Évora: Univ. Évora.
- Kullberg, M. C. & Kullberg, J. C. (2000). Tectónica da região de Sintra. In Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida, *Memórias de Geociências*, 2. (pp. 1-34). Lisboa: Museu Nacional de História Natural, Universidade de Lisboa.
- Kuenen, Ph. (1937). Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidshe Geol. Mededeelingen*, 7(DI), 327–351.
- Lallemand, S.; Malavieille, J. & Calassou, S. (1992). Effects of Oceanic Ridge Subduction in Accretionary Wedges: Experimental Modeling and Marine Observations. *Tectonics*, 11 (6), 1301-1313.
- Lallemand, S.; Huchon, P.; Jolivet, L. & Prouteau, G. (2005). *Convergence Lithosphérique. Enseigner les Sciences de la Terre*. Société Géologique de France. Paris: Vuibert.
- Lave, J. & Wenger, E. (2003). *Situated learning: legitimate peripheral participation*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Lawson, A. E. (1990). Guest Editorial: The Method of Multiple Working Hypotheses. *Journal of Research in Science Teaching*, 27 (3), 195-196.
- Leite, L. (2001). Contributos para uma utilização mais fundamentada do trabalho laboratorial no ensino das ciências. *Cadernos Didácticos de Ciências*, 1, (pp. 79-95). Lisboa: Ministério da Educação, Departamento do Ensino Secundário.
- Lemos de Sousa, M. J.; Marques, M.; Flores, D.; Rodrigues, C. F. (2010). Carvões Portugueses: Petrologia e Geoquímica. In Cotelos Neiva, J. M.; Ribeiro, A.; Mendes Victor, L.; Noronha, F. & Magalhães Ramalho. *Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História (I)*, *Geologia Clássica* (pp.291-308). Associação Portuguesa de Geólogos e Sociedade Geológica de Portugal.
- Leturmy, P.; Mugnier, J. L.; Vinour, P.; Baby, P.; Colletta, B. & Chabron, E. (2000). Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachment levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean Zone (Bolivia). *Tectonophysics*, 320, 45-67.
- Libarkin, J. & Kurdziel, J. (2006). Ontology and the Teaching of Earth System Science. *Journal of Geoscience Education*, 54 (3), 408-413.

- Libarkin, J.; Beilfuss, M. & Kurdziel, J. (2003). Research Methodologies in Science Education: Mental Models and Cognition in Education. *Journal of Geoscience Education*, 51(1), 121-126.
- Liesa, C. L.; Román, T.; Arlegui, L. E.; Cortés, A. L. & Gil, A. (1997). El Uso de Modelos Experimentales En La Enseñanza de Geología Estructural (II), Aplicación à la Deformación Descontinua. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 5.3, 226-234.
- Linnemann, U.; Herbolich, A.; Liégeois, J.-P.; Pin, C.; Gärtner, A. & Hofmann, M. (2012). The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: A review with new zircon ages, geochemistry, Sm–Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. *Earth Sciences-Reviews*, 112, 126-154.
- Lohrmann, J.; Kukowski, N.; Adam, J. & Oncken, O. (2003). The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges. *Journal of Structural Geology*, 25, 1691–1711.
- Lopes, J. A. R.; Cunha, M. T. O. A. & Baptista, R. (s.d.). *Margem Continental Portuguesa. Geologia e Recursos*. Monografia não publicada.
- Lotze, F. (1950). Observaciones respecto a la division de los variscides de la Meseta Ibérica. (versão traduzida para lingua espanhola do alemão). *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, 149-166.
- Luján, M.; Storti, F.; Balanyá, J.-C.; Crespo-Blanc, A. & Rossetti, F. (2003). Role of décollement material with different rheological properties in the structure of Aljibe thrust imbricate (Flysch Trough, Gibraltar Arc): an analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology*, 25, 867-881.
- Lynch, D. K. (2010). *San Andreas Fault Homepage*. <http://www.sanandreasfault.org/> (acedido em 10/02/2013).
- Machado, J. (1987). *Dicionário etimológico da língua portuguesa*. 4ª Ed. Lisboa: Livros Horizonte.
- Malavieille, J. (2010). Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today*, 20, 4-10.
- Malavieille, J. & Trullenque, G. (2009). Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan: Insights from analogue modelling, *Tectonophysics*, 466, 377-394.
- Marques, F.; Mateus, A. & Tassinari, C. (2002) The late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. *Tectonophysics*, 359, 255-270.
- Marques, F. O. (2012). Preface: Modelling in geosciences. *Tectonophysics*, 526–529, 1-4.
- Marques, F. O. & Cobbold, P. R. (2002). Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments, *Tectonophysics*, 348, 247-268.
- Marques, F. O. & Nogueira, C. (2008). Normal fault inversion by orthogonal compression: Sandbox experiments with weak faults. *Journal of Structural Geology*, 30, 761–766.
- Marques, F. O.; Burg, J.-P.; Lechmann, S. M. & Schmalholz, S. M. (2010). Fluid-assisted particulate flow of turbidites at very low temperature: A key to tight folding in a submarine Variscan foreland basin of SW Europe. *Tectonics*, 29, TC2005.
- Marques, L.; Praia, J. & Trindade, V. (2001). Situação da Educação em Geociências em Portugal: um confronto com a investigação didáctica. *Geociências nos Currículos dos Ensinos Básico e Secundário* (pp. 15-38). Aveiro: Universidade de Aveiro.
- Martínez Catalán, J.R.; Arenas, R.; Díaz García, F.; González Cuadra, P.; Gómez-Barreiro, J.; Abati, J.; Castiñeiras, P.; Fernández-Suárez, J.; Sánchez Martínez, S.; Andonaegui, P.; González Clavijo, E.; Díez Montes, A.; Rubio Pascual, F.J. & Valle Aguado, B. (2007). Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt, *In* Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P.,

- McBride, J.H., and Martínez Catalán, J.R. (Eds.) *4-D Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir 200*, 403–423.
- Martins, H. C. B.; Sant’Ovaia, H. & Noronha, F. (2007). Instalação de granitos pós-tectónicos controlada por falha Varisca profunda no Norte de Portugal. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 32, 221-235.
- Mata, J. (2007). *Geodinâmica Química. Um modo abrangente de pensar o planeta*. GeoFCUL (Texto não publicado).
- Mata, J., & Munhá, J. (1990), Magmatogénese de metavulcanitos Câmbrios do Nordeste Alentejano: Os estádios iniciais de rifting continental, *Comun. Serv. Geol. Port.*, 76, 61-69.
- Mata, J.; Martins, L. T.; Terrinha, P.; Munhá, J.; Madeira, J.; Youbi, N. & Miranda, R. L. (2006). Eventos de rifting fanerozóicos na Península Ibérica Ocidental: mecanismos de rifting e a herança de estruturas pré-existentes. In *Atas do VII Congresso Nacional de Geologia* (pp. 39-42). Évora: Universidade de Évora.
- Mateus, A. (2000). Sobre a visualização tridimensional do relevo e a execução de blocos diagrama. In Serra, J. M. (Coord.) *O Ensino Experimental das Ciências - Materiais Didáticos 2*. (pp. 47-55), Lisboa: Ministério da Educação, Departamento do Ensino Secundário.
- Mateus, A. (2001). Perspectivas actuais da Geologia: sua importância educativa. In Serra, J. M. (Coord.) *O Ensino Experimental das Ciências – (Re)pensar o Ensino das Ciências III* (pp. 107-128). Lisboa: Ministério da Educação, Departamento do Ensino Secundário.
- Mateus A. (2006). A Geologia no limiar do século XXI: consolidação de um percurso, projectando o futuro. *e.Ciência. A Revista da Ciência, Tecnologia e Inovação em Portugal*, 112, Novembro, 13-20.
- Mateus, A. & Alves, J. M. (2000). Comportamento mecânico de materiais: da colher de sopa às dobras do Pomarão. In Serra, J. M. (Coord.) *Ensino Experimental das Ciências - Materiais Didáticos 1* (pp. 85-114). Lisboa: Ministério da Educação, Departamento do Ensino Secundário.
- Mateus, A. & Noronha, F. (2010). Sistemas mineralizantes epigenéticos na Zona Centro-Ibérica; expressão da estruturação orogénica meso a tardi-varisca. In Coteló Neiva, J. M.; Ribeiro, A.; Mendes Victor, L.; Noronha, F & Magalhães Ramalho, M. (Eds.). *Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História (II)*. (pp. 47-62). Associação Portuguesa de Geólogos e Sociedade Geológica de Portugal.
- Matias, L. (1996). *A sismologia experimental na modelação da estrutura da crosta em Portugal Continental*. Tese de Doutoramento em Física, Universidade de Lisboa, 398 p.
- Mattauer, M. (1973). *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Paris: Hermann.
- Mattauer, M. (1998). *Ce que disent les pierres*. Paris: Pour la Science.
- Matte, P. (1986). Tectonics and Plate Tectonics Model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480±290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122-128.
- Mayer V. (2001). A alfabetização global no currículo da escola secundária. In Marques, L. & Praia, J. (Coord.). *Geociências nos Currículos dos Ensinos Básico e Secundário* (pp. 167-190). Aveiro: Universidade de Aveiro.
- McClay, K. & Bonora, M. (2001). Analog models of restraining stopovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, 85 (2), 233-260.
- McClay, K. & Dooley, T. (1995). Analogue models of pull-apart basins. *Geology*, 23 (8), 711-714.
- McClay, K. & White, M. (1995). Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 137-151.

- McClay, K.; Whitehouse, P.; Dooley, T. & Richards, M. (2004). 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*. 21, 857–877.
- ME (1995). *Geologia. 12º ano. Orientações de Gestão do Programa*. Lisboa: Ministério da Educação, Departamento do Ensino Secundário.
- ME (2001a). *Orientações curriculares do 3º ciclo do ensino básico- Ciências Físicas e Naturais*. Lisboa: Ministério da Educação, Departamento da Educação Básica.
- ME (2001b). *Programa de Biologia e Geologia. 10º ou 11º ano. Curso Científico-Humanístico de Ciências e Tecnologias*. Lisboa: Ministério da Educação, Departamento do Ensino Secundário.
- ME (2001c). *Resultados do Estudo Internacional PISA 2000*. Lisboa: Ministério da Educação, Gabinete de Avaliação Educacional.
- ME (2003). *Programa de Biologia e Geologia. 11º ou 12º ano. Curso Científico-Humanístico de Ciências e Tecnologias*. Lisboa: Ministério da Educação, Departamento do Ensino Secundário.
- ME (2004). *Programa de Geologia 12º ano. Curso Científico-Humanístico de Ciências e Tecnologias*. Lisboa: Ministério da Educação, Direcção Geral de Inovação e Desenvolvimento Curricular.
- ME (2007). *PISA 2006. Competências científicas dos alunos portugueses*. Lisboa: Ministério da Educação, Gabinete de Avaliação Educacional.
- Merle, O. (1998). *Emplacements Mechanisms of Nappes and Thrust Sheets*. Dordrecht: Kluwer Academica Publishers.
- Meyer, J. & Land, R. (2003). *Threshold Concepts and Troublesome Knowledge: Linkages to Ways of Thinking and Practising within the Disciplines*. ETL Project, Universities of Edinburgh, Coventry and Durham. <http://www.etl.tla.ed.ac.uk/docs/ETLreport4.pdf> (acedido em 23/07/2013).
- Michon, L. & Merle, O. (2000). Crustal structures of Rhine graben and the Massif Central grabens: An experimental approach. *Tectonics*, 19 (5), 896-904.
- Michon, L. & Merle, O. (2003). Mode of lithospheric extension: Conceptual models from analogue modeling, *Tectonics*, 22 (4), 1028.
- Miguéns, M. (1999). O Trabalho Prático e o Ensino das Investigações na Educação Básica. *Ensino Experimental e Construção de Saberes. Seminários e Colóquios* (pp. 77-95). Lisboa: Conselho Nacional de Educação.
- Ming, C. K. & Fong, L. K. (Eds.) *Popularization of Science and Technology. Why Informal and Nonformal Education Can Do?* International Conference. Paris: Faculty of Education of Hong Kong and UNESCO. <http://unesdoc.unesco.org/images/0012/001263/126341e.pdf> (acedido em 23/07/2013).
- Miranda, R. (2010). *Petrogenesis and Geochronology of the late Cretaceous Alkaline Magmatism in the West Iberian Margin*. Tese de Doutoramento em Geologia. Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 487 p.
- Moigne, J. L.; Lagabrielle, Y.; Maury, R.; Bourgois, J. & Juteau, T. (1993). Petrology and Geochemistry of the Taitao Ophiolite Volcanic-Plutonic Suite (Chile Triple Junction Region). *Second ISAG, Oxford (UK)*. 389-392.
- Monteiro, J. & Carvalho, D. (1987). Seafloor volcanism and polymetallic sulphide deposits in ancient active margins: the case of the Iberian Pyrite Belt. In Teleki et al. (Eds.). *Marine Minerals* (pp. 375-387). Dordrecht Reichel.
- Monteiro, J. F.; Munhá, J. & Ribeiro, A. (1998). Impact ejecta near the Cenomanian-Turonian boundary, north of Nazaré, Portugal. In *Actas do V Congresso Nacional de Geologia. Comunicações*. Tomo 84, Fascículo I (pp. A-111-114). Lisboa: Sociedade Geológica de Portugal e Instituto Geológico e Mineiro.

- Moore, G. G.; Bangs, N. L.; Taira, A.; Kuramoto, S.; Pangborn, E. & Tobina, H. J. (2007). Three-dimensional splay fault geometry and implications for tsunami generation: *Science*, 318, 1128-1131.
- Moores, E. M. & Twiss, R. J. (1995). *Tectonics*. New York: Freeman and Company.
- Morand-Aymon, B. (2007). *Olhares cruzados sobre a Educação Não Formal. Análise de Práticas e Recomendações*. Direcção Geral de Formação Vocacional.
- Moreira, J. M. (2009). *Questionários, Teoria e Prática*. Coimbra: Almedina.
- Moreira, M. A. & Buchweitz, B. (1993). *Novas estratégias de ensino e aprendizagem. Os mapas conceptuais e o Vê epistemológico*. Lisboa: Plátano Edições Técnicas.
- Morgado, J. C. (2004). *Manuais escolares: contributo para uma análise*. Porto: Porto Editora.
- Morin, E. (1999). *Reformar o pensamento. A cabeça bem feita*. Lisboa: Instituto Piaget.
- Morin, E. & Cyrulnik, B. (2004). *Diálogo sobre a Natureza Humana*. Lisboa: Instituto Piaget.
- Mota, T. S. (2001). The teaching of Geology through textbooks during the Estado Novo: dealing with stones in some old fashioned way. In Manuel Serrano Pinto (Eds.). *Proceedings of the 26th INHIGEO Symposium* (pp. 301-312). Aveiro: Universidade de Aveiro.
- Mota, T. S. (2011). A Bursting Landscape in the Middle of Portugal: Theories and Experiments by Georges Zbyszewski. *Centaurus*, 53, 146-163.
- Mueller, S.; Prodhel, C.; Mendes, A.S. & Sousa Moreira, V. (1973). Crustal Structure in the Southwest Part of Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 20, 307-318.
- Mullane, M. (1998). *The geochemistry of the South Portuguese Zone, Spain and Portugal*, PhD Thesis Southampton University, 467 p.
- Munhá, J., (1983). Hercynian Magmatism in the Iberian Pyrite Belt. In Sousa, M. J. L. & Olliveira, J. T. (Eds.). *The Carboniferous of Portugal* (pp. 39-81). Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, 29.
- Mutti, E.; Bernoulli, D.; Lucchi, F. R. & Tinteri, R. (2009) Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, 56. S. 267-318.
- Nance, D.; Gutiérrez-Alonso, G.; Keppie, J.; Linnemann, U.; Murphy, J. B.; Quesada, C.; Strachan, R. A. & Woodcock, N. H. (2010). Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17, 194–222.
- Nance, D. R.; Gutiérrez-Alonso, G.; Keppie, J. D.; Linnemann, U.; Murphy, J. B.; Quesada, C.; Strachan, R. A. & Woodcock, N. H. (2012). A brief history of the Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers*, vol. 3(2), 125-135.
- Nersessian, N. (2008). *Creating Scientific Concepts*. Cambridge: MIT PRESS.
- Neto de Carvalho, C. (2008). A Integração do Território NaturTejo na European and Global Geoparks Network Assistida pela UNESCO. *Geonovas*, 21.
- Newcomb, S. (2009). *The World in a Crucible: Laboratory Practice and Geological Theory at the Beginning of Geology, Special paper 449*. Boulder: Geological Society of America.
- Nicolas, A. (1999). *Les montagnes sous la mer*. Orléans: Editions BRGM.
- Nieuwland, D.A. Leutscher, J.H. & Gast, J. (2000). Wedge equilibrium in fold-and-thrust belts: prediction of out-of-sequence thrusting based on sandbox experiments and natural examples Geologie en Mijnbouw / Netherlands, *Journal of Geosciences*, 79 (1), 81-91.
- Noronha, F. & Leterrier, J. (2000). Complexo Metamórfico da Foz do Douro (Porto). Geoquímica e Geocronologia. *Revista Real Academia Galega de Ciencias*, XIX, 21-42.
- Novak, J. (2000). *Aprender, Criar e Utilizar o Conhecimento*. Lisboa: Plátano Edições Técnicas.
- Novak, J. D. & Gowin, B. D. (1996). *Aprender a Aprender*. Lisboa: Plátano Edições Técnicas.

- Novais, A. & Cruz, N. (1989). O Ensino das Ciências, o Desenvolvimento das Capacidades Metacognitivas e a Resolução de problemas. *Revista de Educação*, 1 (3), 65-89.
- NRC (Eds.) (2009). *Learning Science in Informal Environments. People, Places and Pursuits*. Washington, D. C: The National Academies Press.
- Oh, P. S. & Oh, S. J. (2011). What Teachers of Science Need to Know about Models: An overview, *International Journal of Science Education*, 33 (8), 1109-1130.
- Oldroyd, D. (1996). *Thinking about the Earth: a History of Ideas in Geology*. Cambridge, Massachusetts: Harvard University Press.
- Oldroyd, D. (2011). Arthur Holmes' paper of 1929 on convection currents within the Earth as a cause of continental drift. *Episodes. Classic papers*. 34 (1). 41-50.
- Oliveira, J. T. (1983). The Marine Carboniferous of South Portugal: a Stratigraphic and Sedimentological Approach. In Lemos de Sousa, J. & Oliveira, J. T. (Eds.) *The Carboniferous of Portugal* (pp.3-37). Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, 29.
- Oliveira, J. T. (1990). Stratigraphy and Synsedimentary Tectonism. In Dallmeyer, R. D. & Matínez García (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (pp. 334-347). Berlin:Springer-Verlag.
- Oliveira, J. T.; Oliveira, V. & Piçarra, J. M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal. *Cuadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*. Coruña, 16, 221-250.
- Oliveira, J. T.; Relvas, J. M. R. S.; Pereira, Z.; Matos, J. ; Rosa, C. J.; Munhá, J. M.; Jorge, R. C. G. S. & Pinto, A.M.M. (2006). O Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa: Estratigrafia, Vulcanismo, Mineralizações Associadas e Evolução Tectono-Estratigráfica no contexto da Zona Sul Portuguesa. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp.207-243). Évora: Univ. Évora.
- Oliveira, J. T.; Relvas, J.; Pereira, Z.; Matos, J.; Rosa, C. ; Rosa, D.; Munhá, J. ; Fernandes, P. ; Jorge, R. & Pinto, A. (2013). Geologia da Zona Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia, vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da Faixa Piritosa. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal*, 1 (pp. 673-765). Lisboa: Escolar Editora.
- Onezime, J.; Charvet, J.; Faure, M.; Bourdier, J. & Chauvet, A. (2003). A new geodynamic interpretation for the South Portuguese Zone (SW Iberia). And the Iberian Pyrite Belt genesis. *Tectonics*, 22 (4), 1027.
- Orange, C. (2005). Problème et problématisation dans l'enseignement scientifique. *Aster*, 40, 3-6.
- Oreskes, N. (1999). *The Rejection of Continental Drift: theory and method in American Earth Science*. New York: Oxford University Press.
- Oreskes, N. (Ed.) (2001). *Plate Tectonics: an insider's history of the modern theory of the Earth*. Boulder: Westview Press.
- Oreskes, N. (2007). From Scaling to Simulation: Changing Meanings and Ambitions of Models in Geology. In Creager, A.; Lunbeck, E.; Wise, M. N. (Eds). *Science without laws. Model Systems, Cases, Exemplary Narratives* (pp. 93-124). Durham: Duke University Press.
- Orion, N. (1993). A Model for the Development and Implementation of Field Trips as an Integral Part of the Science Curriculum. *School Science and Mathematics*, 93 (6), 325-331.
- Orion, N. (2001). A Educação em Ciências da Terra: da teoria à prática-implementação de novas estratégias de ensino em diferentes ambientes de aprendizagem. In Marques, L. & Praia, J. *Geociências nos Currículos dos Ensinos Básico e Secundário* (pp. 93-114). Aveiro: Universidade de Aveiro.
- Orion, N. (2003). The outdoor as a central learning environment in the global science literacy framework: from theory to practice. In Mayer, V. (Ed.), *Implementing global science literacy* (pp. 33-66). Ohio State University.

- Orion, N. (2007). A Holistic Approach for Science Education For All. *Eurasia Journal of Mathematics, Science & Technology Education*, 3 (2), 99-106.
- Orion, N. & Fortner, R. W. (2003). Mediterranean Models for integrating Environmental Education and Earth Sciences through Earth Systems Education. *Mediterranean Journal of Educational Studies*, 8 (1), 97-111.
- Panien, M.; Schreurs, G. & Pfiffner, A. (2006). Mechanical behaviour of granular materials used in analogue modelling: insights from grain characterisation, ring-shear tests and analogue experiments. *Journal of Structural Geology*, 28, 1710-1724.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. (1996). *Microtectonics*. Berlin: Springer-Verlag.
- Pedro, J. C., Araújo, A.; Fonseca, P. E. & Munhá, J. M. (2005). Sequências Ofiolíticas internas da zona de Ossa-Morena: implicações geodinâmicas na evolução da Cadeia Varisca Ibérica. *Cadernos Lab. Xiológico de Laxe. Coruña*, 30, 235-258.
- Pedro, J. C.; Araújo, A.; Fonseca, P. E. & Munhá, J. M. (2006). Ofiolitos e Metamorfismo de Alta Pressão. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp. 195-206). Évora: Univ. Évora.
- Pedro, J.; Araújo, A.; Fonseca, P. E.; Tassinari, C. & Ribeiro, A. (2010). Geochemistry and U-Pb Zircon age of the internal Ossa-Morena zone ophiolite Sequences: A remnant of Rheic Ocean in SW Iberia. *Ophioliti*, 35, 117-130.
- Pedro, J.; Araújo, A.; Fonseca, P.; Munhá, J. Ribeiro, A. & Mateus, A. (2013). Cinturas Ofiolíticas e Metamorfismo de Alta Pressão SW da Zona de Ossa-Morena. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal*, 1 (pp. 647-671). Lisboa: Escolar Editora.
- Pellaud, F.; Giordan, A. & Eastes, R-E. (2007). *Vers de Nouveaux Paradigmes Scolaires*. <http://www.ldes.unige.ch/publi/vulg/paradigmesScolaires.pdf> (acedido em 04/08/2012).
- Pena dos Reis, R. (2003). Evolução geológica da Bacia Lusitânica. *Actas do Curso de Actualização de Professores de Geociências* (pp. 5-9). Coimbra: Universidade de Coimbra.
- Pereira, M. F.; Linnemann, U.; Hofmann, M.; Chichorro, M.; Solá, A. R.; Medina, J.; Silva, J.B. (2012). The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: Constraints from detrital zircon data on northern Gondwana margin evolution during the late Neoproterozoic. *Precambrian Research*, 192- 195, 166-189.
- Pereira, M. F.; Solá, A. R.; Chichorro, M.; Lopes, L.; Gerdes, A. & Silva, J. B. (2012). North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U–Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22, 866-881.
- Pereira, Z., (1999). Palinostratigrafia do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro, Portugal*, 86 (1), 25-57.
- Pereira, Z. & Oliveira, J. T. (1995). Estudo palinológico da Formação da Brejeira, sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. In Sodrê Borges, F. & Marques, M.M. (Eds.) *IV Congresso Nacional de Geologia*, Resumos Alargados, Memórias do Museu Laboratório Mineralógico Geológico da Faculdade de Ciências, Porto, 4, 111-115.
- Pereira, Z.; Matos, J.; Fernandes, P.; Oliveira, J. T. (2007). Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal- An overview. *Comunicações Geológicas*, 94, 53-79.
- Persson, K. S. & Sokoutis, D. (2002). Analogue models of orogenic wedges controlled by erosion. *Tectonophysics*, 356, 323-336.
- Pichot, T. & Nalpas, T. (2009). Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels; analogue modelling. *Tectonophysics*, 473, 466-475.

- Pimentel, S. (2006). *Aplicação da modelação analógica e gráfica ao Ensino da Geologia, utilizando o caso da formação da cadeia da Arrábida*. Tese de Mestrado em Ciências da Terra e da Vida. Departamento de Geologia da FCUL. Lisboa. 148 p.
- Pinto, L. (2007). *Educação Não-Formal. Um contributo para a compreensão do conceito e das práticas em Portugal*. Tese de Mestrado (não publicada). ISCTE. Lisboa. 126 p.
- Pluijman, B. van der (2004). *Strike-Slip Tectonics* (Slide show). Earth Structure (2nd Edition), New York: W.W. Norton & Co.
- Pollard, D. D. & Fletcher, R. C. (2005). *Fundamentals of Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Pombo, O. (2006). *Unidade da Ciência. Programas, Figuras e Metáforas*. Charneca da Caparica: Edições Duarte Reis.
- Pombo, O.; Guimarães, H. M. & Levy, T. (1993) *A Interdisciplinaridade. Reflexão e Experiência*. Educação Hoje. Lisboa: Texto Editora.
- Ponte, J. P. (2006). Estudos de caso em educação matemática. *Bolema*, 25, 105-132. [http://www.educ.fc.ul.pt/docentes/jponte/docs-pt/06-Ponte%20\(Estudo%20caso\).pdf](http://www.educ.fc.ul.pt/docentes/jponte/docs-pt/06-Ponte%20(Estudo%20caso).pdf) (acedido em 03/07/2013).
- Powell, J. L. (2001). *Mysteries of Terra Firma*. New York: Free Press.
- Praia, J. (1999). O Trabalho Laboratorial no Ensino das Ciências: Contributos para uma Reflexão de Referência Epistemológica. *Ensino Experimental e Construção de Saberes. Seminários e Colóquios* (pp. 55-75) Lisboa: Conselho Nacional de Educação.
- Price, N. J. & Cosgrove, J. W. (2005). *Analysis of Geological Structures*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Prodhel, C.; Moreira, V. S.; Mueller, ST. & Mendes, A. S. (1975). *Deep-seismic sounding in central and southern Portugal*. XIVth General Assembly of the European Seismological Commission. Berlin.
- Quesada, C., Fonseca, P., Munhá, J. Oliveira, J.T. & Ribeiro, A. (1994). The Beja-Acebuches Ophiolite; geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Inst. Geol. Mineiro*, 105, 3-49.
- Raab, T. & Frodeman, R. (2002). What is it like to be a geologist? A phenomenology of geology and its epistemological implications. *Philosophy and Geography*, 5 (1), 69-81.
- Rahe, B. Ferrill, D. A. & Morris, A. P. (1998). Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics*, 285, 21-40.
- Raia, F. (2008). Causality in Complex Dynamic Systems: A Challenge in Earth Systems Science Education. *Journal of Geoscience Education*, 56 (1), 81-94.
- Ramberg, H. (1955). Natural and Experimental Boudinage and Pinch-and-Swell Structures. *The Journal of Geology*, 63 (6), Nov., 1955, 512-526. <http://www.jstor.org/stable/30080904> (acedido em 18/11/2012).
- Ramberg, H. (1967). *Gravity, Deformation and the Earth's Crust; as studied by centrifuged models*. London: Academic Press.
- Ramberg, H. (1981). *Gravity, deformation, and the earth's crust: In theory, experiments, and geological application*. London and New York: Academic Press.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. (1987). *The Techniques of Modern Structural Geology. Folds and Fractures*. 2. London: Academic Press.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. (1997). *The Techniques of Modern Structural Geology: Strain Analysis*. 1. London: Academic Press.

- Ranalli, G. (2001). Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present. *Journal of Geodynamics*, 32, 65-76.
- Raymond, L. A. (1995). *Metamorphic Petrology*. Wm. C. Brown Publishers.
- Rebelo, J. (1999). *As Cartas Geológicas ao serviço do desenvolvimento*. Lisboa: Instituto Geológico e Mineiro.
- Redfern, R. (2000). *Origins, the evolution of continents, oceans and life*. University of Oklahoma Press.
- Reichardt, C. S. & Cook, T. D. (1986). Hacia una superación del enfrentamiento entre los métodos cualitativos y los quantitativos. In Reichardt, C. S. & Cook, T. D. *Métodos cualitativos y quantitativo sen investigación evaluativa*. (pp. 25-52). Madrid: Ediciones Morata.
- Reineck, H-E. & Singh, I. B. (1980). *Depositional Sedimentary Environments*. Berlin: Springer-Verlag.
- Ribeiro, A. (1974). Contribution à l'Étude Tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24 (Nova Série), 168 p.
- Ribeiro, A. (1983). Structure of Carrapateira Nappe in the Bordeira Area, SW Portugal. In Lemos de Sousa, J. & Oliveira, J. T. (Eds.) *The Carboniferous of Portugal*. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, 29, 91-97.
- Ribeiro, A. (2002). *Soft Plates and Impact Tectonics*. Berlin:Springer-Verlag.
- Ribeiro, A. (2006). A Evolução geodinâmica de Portugal. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp. 1-28). Évora: Univ. Évora.
- Ribeiro, A. (2013a). Evolução geodinâmica de Portugal: os ciclos ante-mesozoicos. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.) *Geologia de Portugal (I). Geologia Pré-mesozóica de Portugal* (pp. 15-57).Lisboa: Escolar Editora.
- Ribeiro, A. (2013b). Evolução geodinâmica de Portugal: os ciclos Meso-Cenozoicos. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.) *Geologia de Portugal (vol II). Geologia Pré-mesozóica de Portugal* (9-27).Lisboa:Escolar Editora.
- Ribeiro, A. & Silva, J. B. (1983). Structure of the South Portuguese Zone. In Lemos de Sousa, J. & Oliveira, J. T. (Eds.) *The Carboniferous of Portugal*. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, 29, 83-89.
- Ribeiro, A.; Pereira, E. & Dias, R. (1990a). Structure in the NW of the Iberia Peninsula (Alloctonous sequences). In Dallmeyer, R. D. e Martinez Garcia, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (pp. 220-236). Berlin: Springer Verlag
- Ribeiro, A.; Pereira, E. & Severo, L. (1980). Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 66, 3-9.
- Ribeiro, A.; Quesada, C. & Dallmeyer, R. D. (1990b). Geodynamic evolution of the Iberia Massif. In Dallmeyer, R. D. & Martinez-Garcia (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (p. 397-410). Berlin: Springer Verlag.
- Ribeiro, A.; Pereira, E.; Ribeiro, M. L.; Castro, P. (2006). Unidades Alóctones da Região de Morais (Trás-Os-Montes Oriental). In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp.85- 105). Évora: Univ. Évora.
- Ribeiro, A.; Sanderson, D.; and SW Iberia colleagues (1996a). SW-IBERIA. Transpressional Orogeny in the Variscides. *Lithosphere Dynamics, Origin and Evolution of Continents, Europrobe* (pp. 91-98). http://www.geofys.uu.se/europrobe/Projects/iberia/ep_iber.pdf (acedido em 27/07/2013).
- Ribeiro, A.; Munhá, J.; Fonseca, P. F.; Araújo, A.; Pedro, J. C.; Mateus, A. & Tassinari, C. (2010). Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research*, 17, 408-421.

- Ribeiro, A.; Silva, J. B.; Cabral, J.; Dias, R.; Fonseca, P.; Kullberg, M. C.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (1996b). *Tectonics of the Lusitanian Basin. Final Report, Proj. MILUPOBAS, Contract no JOU-CT94-0348, ICTE/GG/GeoFCUL*, Lisboa, 126 p.
- Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D. & Monteiro, J. H. (1979). *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal.
- Ribeiro, A.; Munhá, J.; Dias, R.; Mateus, A.; Pereira, E.; Ribeiro, L.; Fonseca, P.; Araújo, A.; Oliveira, T.; Romão, J.; Chaminé, H.; Coke, C. & Pedro, J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26, TC6009.
- Ribeiro, A.; Munhá, J.; Mateus, A.; Fonseca, P.; Pereira, E.; Noronha, F.; Romão, J.; Rodrigues, J.; Castro, P.; Meireles, C. & Ferreira, N. (2009). Mechanics of thick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberian Variscides). *C. R. Geoscience*, 341, 127-139.
- Ribeiro, M. L. (1986). *Geologia e Petrologia da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes)*. Tese, Faculdade de Ciências Universidade Lisboa, 202 p.
- Ribeiro, O. (2012). *O Ensino da Geografia*. Porto: Porto Editora.
- Rodrigues, J., Pereira, E. & Ribeiro, A., (2006). Estrutura interna do Complexo de Mantos Parautoctones, sector de Murça-Mirandela (NE de Portugal) *In* Dias, R & Araújo, A. (Eds.) *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria* [pp. 63–84]. Évora: Universidade de Évora.
- Rodrigues, J.; Coke, C.; Dias, R.; Pereira, E. & Ribeiro, A. (2005). Transition from autochthonous to parautochthonous deformation regimes in Murça-Marão sector (Central-Iberian Zone, northern Portugal). *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, 19, Paper 8.
- Rodríguez, C. A.; Neto, P. P. & Behrens, M. A. (2004). Paradigmas Educacionais e a Educação Médica. *Revista Brasileira de Educação Médica*. 28 (3). 234-241.
- Rodríguez-Pascua, M. A.; Pérez-López, R.; Garduño-Monroy, V. H. & Giner-Robles, J. L. (2012). Paleoseismic and geomorphologic evidence of recente tectonic activity of the Pozohondo Fault (Betic Cordillera, SE Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 239-251.
- Romão, J.; Metodiev, D.; Dias, R. & Ribeiro, A. (2013). Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da Zona Centro-Ibérica. *In* Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.) *Geologia de Portugal (vol I). Geologia Pré-mesozóica de Portugal* (pp. 205-257). Lisboa: Escolar Editora.
- Romão, J.; Ribeiro, A.; Pereira, E.; Fonseca, P.; Rodrigues, J.; Mateus, A.; Noronha, F. & Dias, R. (2008). Desligamentos intraplaca e interplaca em cadeias deformadas: exemplos no bordo SW dos Variscides Ibéricos. *GGET'2008-8ª Conferência Anual*. Sociedade Geológica de Portugal.
- Rosas, F.; Marques, F. O.; Ballèvre, M. & Tassinari, C. (2008). Geodynamic evolution of the SW Variscides: Orogenic collapse shown by new tectonometamorphic and isotopic data from western Ossa-Morena Zone, SW Iberia. *Tectonics*. 27, TC6008.
- Rossetti, F.; Ranalli, G. & Faccenna, C. (1999). Rheological properties of paraffin as an analogue material for viscous crustal deformation. *Journal of Structural Geology*, 21, 413-417.
- Rossi, D. & Storti, F. (2003). New artificial granular materials for analogue laboratory experiments: aluminium and siliceous microspheres. *Journal of Structural Geology*, 25, 1893-1899.
- Santos, M. C. (2007). As mudanças curriculares e os professores de Ciências do 3º Ciclo do Ensino Básico e do Ensino Secundário. *Ciência e Educação em Ciência. Seminários e Colóquios* (pp. 67-80). Lisboa: Conselho Nacional de Educação.
- Santos, V. F. (2008). *Pegadas de Dinossáurios de Portugal*. Museu Nacional de História Natural. Lisboa: Universidade de Lisboa.

- Schellart, W. (2000). Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, 324, 1-16.
- Schellart, W. (2002). Analogue modelling of large-scale tectonic processes: an introduction. In Schellart, W. e Passchier, C. W. (Eds.) *Analogue modelling of large-scale tectonic processes, Journal of Virtual Explorer*, vol. 7. <http://virtualexplorer.com.au/article/2002/45/analogue-modelling-of-tectonic-processes> (acedido em 25/07/2013).
- Schmelzbach, C.; Simancas, J. F.; Juhlin, C. & Carbonell, R. (2008). Seismic reflection imaging over the South Portuguese Zone fold-and-thrust belt, SW Iberia. *Journal of Geophysical Research*, 113, B08301, doi:10.1029/2007JB005341.
- Schramm, G. (2000). A Practical Approach to Rheology and Rheometry. Kalsruhe: Gebrueder HAAKE GmbH.
- Schreurs, G. (1994). Experiments on strike-slip faulting and block rotation. *Geology*, 22, 567-570.
- Schumm, S. (1991). To interpret the Earth: Then Ways to be Wrong. Cambridge: Cambridge University Press.
- Schutz, W.; Ebner, J. & Meyer, K. (1988). Trondjemites, tonalites and diorites in the South Portuguese Zone and their relations to the vulcanites and mineral deposits in the Iberian Pyrite Belt. *Geologische Rundschau*, 76 (1), 2001-2012.
- Scott, R. F. (1976). Centrifuges in the Earth Sciences: A Revolutionary Idea. *Engineering and Science*. October-November. 18-21.
- Sears, J. W. (2006). Self-organized breakup of Gondwana. Earth tessellation II. <http://www.mantleplumes.org/EarthTess2.html> (acedido em 31/08/2012).
- Shelley, D. & Bossière, G. (2000). A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *Journal of Structural Geology*, 22, 757-776.
- Shelley, D. & Bossière, G. (2002). Megadisplacements and the Hercynian orogen of Gondwanan France and Iberia. Geological Society of America .Special Paper 364. 209-222.
- Shemenda, A. I. (1992). Horizontal Lithosphere Compression and Subduction: Constraints Provided by Physical Modeling. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B7), 11097-11116.
- Shermer, M. B. (2002). This View of Science: Stephen Jay Gould as Historian of Science and Scientific Historian, Popular Scientist and Scientific Popularizer. *Social Studies of Science*, 32 (4), August, 489-525.
- Sibuet, J. C.; Srivastava, S. P. & Spakman, W. (2004) Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*. 109. B08104.
- Silva, J. B. (1989). *Estrutura de uma Geotransversal da Faixa Piritosa: zona do Vale do Guadiana. Estudo da Tectónica pelicular em regime de deformação não coaxial*. Tese de doutoramento. Universidade de Lisboa. 294 p.
- Silva, J. B.; Oliveira, J. T. & Ribeiro, A. (1990). Structural Outline. In Dallmeyer, R. D. & Matínez García (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (pp. 348- 362). Berlin: Springer-Verlag.
- Silva, J.; Pereira, M. & Chichorro, M. (2013). Estrutura das áreas internas da Zona Sul Portuguesa, no contexto do Orógeno Varisco. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha e J. Kullberg (Eds.) *Geologia de Portugal* (I). (pp. 767-786). Lisboa: Livraria Escolar Editora.
- Silva, M. H. (2009). *Clubes de Ciência e o percurso escolar dos alunos*. Tese de Mestrado. Universidade de Aveiro. 242 p.
- Silva, T. T. (2000). *Teorias do Currículo, uma introdução crítica*. Porto: Porto Editora.
- Simancas, J. F.; Carbonell, R.; González Lodeiro, F.; Pérez Estaún, A.; Juhlin, C.; Ayarza, P.; Kashubin, A.; Azor, A.; Martínez Poyatos, D.; Almodóvar, G. R.; Pascual, E.; Sáez, R. & Expósito, I. (2003). Crustal structure

- of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, 22 (6), 1062, 1-19.
- Simancas, J. F.; Carbonell, R.; González Lodeiro, F.; Pérez Estaún, A.; Juhlin, C.; Ayarza, P.; Kashubin, A.; Azor, A.; Martínez Poyatos, D.; Almodóvar, G. R.; Pascual, E.; Sáez, Kashubin, R. A.; Alonso, F.; Álvarez Marrón, J.; Bohoyo, F.; Castillo, S.; Donaire, T.; Expósito, I.; Flecha, I.; Galadí, E.; Galindo Zaldívar, J.; González, F.; González Cuadra, J.; Macías, I.; Martí, J.; Martín, A.; Martín Parra, L. M.; Nieto, J. M.; Palm, H.; Ruano, P.; Ruiz, M. & Toscano, M. (2004). The Seismic Crustal Structure of the Ossa-Morena Zone and its geological interpretation. *Journal of Iberian Geology*, 30, 133-142.
- Sims, D.; Ferril, D. A & Stamatakis, J. A. (1999). Role of a ductile décollement in the development of a pull-apart basins: Experimental results and natural examples. *Journal of Structural Geology*, 21, 533-554.
- Smit, J.; Brun, J.-P.; Cloetingh, S. & Ben-Avraham, Z. (2008). Pull-apart basin formation and development in narrow transform zones with application to the Dead Sea Basin. *Tectonics*, 27, TC6018.
- Soler, E. (1973). L'association spilites quartz kératophyres du Sud-Ouest de la Peninsule Iberique. *Geology and Mining*, 52, 277-287.
- Spiro, R.; Feltovich, P.; Coulson, R. & Anderson, D. (1988) *Multiple analogies for complex concepts: antidotes for analogy-induced misconception in advanced knowledge acquisition*. Center for the Study of Reading. Southern Illinois University School of Medicine.
- Stake, R. E. (2006). *Multiple Case Study Analysis*. New York: Guilford Press.
- Stake, R. E. (2012). *A arte da investigação com estudos de caso*. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian.
- Stampfli, G. & Borel, G. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones, *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.
- Steyer, H. P. (2009). Teaching principal plate tectonic processes by means of analogue modeling. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, 54 (1), 13-16.
- Stich, D.; Serpelloni, E.; Mancilla, F. L. & Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295–317.
- Stokes, A.; King, H. & Libarkin, J. (2007). Research in Science Education: Threshold Concepts. *Journal of Geoscience Education*, 55 (5), 434-438.
- Suppe, J. (1985). *Principles of Structural Geology*. New Jersey: Prentice-Hall, Inc.
- Tapponnier, P.; Peltzer, G.; Dain, A. Y. Le & Armijo, R. (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10, 611-616.
- Tedesco, J. C. (1999). *O novo pacto educativo*. Vila Nova de Gaia: Fundação Manuel Leão.
- Terrinha, P., Cabral, J. & Matias, L. M. (2005). A tectónica recente, a sismicidade de Portugal continental e a fonte do grande sismo de Lisboa de 1 de Novembro de 1755. In Baptista, M.A., Cabral, J., Costa, P.T., Matias, L., Miranda, M., Terrinha, P. *Terramotos e Tsunamis*. Lisboa: Livro Aberto, Editores Livres, Lda.
- Terrinha, P.; Matias, L.; Vicente, J.; Duarte, J. Luís, J.; Pinheiro, L.; Lourenço, N.; Díez, S.; Rosas, F.; Magalhães, V.; Valadares, V.; Zitellini, N.; Roque, C.; Mendes Víctor, L. & MATESPRO Team. (2009). Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia–Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. *Marine Geology*, 267, 156–174.
- Terrinha, P.; Ribeiro, C.; Kullberg, J. C. ; Lopes, C.; Rocha, R. & Ribeiro, A. (2002). Short-lived compressive episodes during Mesozoic rift tectonics in the Algarve Basin, South Portugal: the cause of interruption of marine communication around the SW corner of Iberia in the Jurassic. *The Journal of Geology*, Chicago, 110 (1), 101-113.

- Terrinha, P.; Rocha, R.; Rey, J.; Cachão, M.; Moura, D.; Roque, C.; Martins, L.; Valadares, V.; Cabral, J.; Azevedo, M. R.; Barbero, L.; Clavijo, E.; Dias, R. P.; Gafeira, J.; Matias, H.; Matias, L.; Madeira, J.; Marques da Silva, C.; Munhá, J.; Rebelo, L.; Ribeiro, C.; Vicente, J. & Youbi, N. (2006). A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografica e Tectónica. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp. 247-316). Évora: Univ. Évora.
- Thomas, P. (2011). La Tectonique des plaques de 1970 à 2011: Qu'est ce qui a changé dans le modele et n'a pas (assez) changé dans sa transmission depuis l'époque des pères fondateurs? <http://planetterre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-tectonique-plaques-1970-2011.xml>. (acedido em 31/08/2012).
- Tirel, C.; Brun, J.-P. & Sokoutis, D. (2006). Extension of thickened and hot lithospheres: Inferences from laboratory modeling. *Tectonics*, 25, TC1005.
- Tormenta, J. R. (1996). *Manuais escolares: Inovação ou tradição?* Lisboa: IIE.
- Torres, J.; Moutinho, S.; Almeida, A. & Vasconcelos, C. (2013). *Portuguese Science Teachers' View about Nature of Science and Scientific Models*. IX Congreso Internacional sobre Investigación en Didáctica de las Ciencias. Girona.
- Turcotte, D. L. & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Turner, F. J. (1981). *Metamorphic Petrology. Mineralogical, Field, and Tectonics Aspects*. New York: McGraw-Hill Book Company.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M. (1992). *Structural Geology*. NY: Freeman.
- UNESCO (2013). *UNESCO Science for Peace and Sustainable Development*. (<http://unesdoc.unesco.org/images/0021/002197/219756E.pdf>) (acedido em 01/07/2013).
- USGS (2013). *Tectonics and Geology of Dead Sea*. http://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/dead_sea/tectonic.html (acedido em 10/02/2013).
- Yamada, Y. & McClay, K. (2003a). Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration. *Journal of Structural Geology*, 25, 1551-1560.
- Yamada, Y. & McClay, K. (2003b). Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 2: insights for possible along strike migration of material during 3D hanging wall deformation. *Journal of Structural Geology*, 25, 1331-1336.
- Yamaji, A. (2007). *An Introduction to Tectonophysics: Theoretical Aspects of Structural Geology*. Tokyo: TERRAPUB.
- Yardley, B. (1989). *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Earth Science Series.
- Yin, R. K. (2010). *Estudo de caso: planejamento e métodos*. Porto Alegre: Bookman.
- Youbi, N. (2008). *The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) of Morocco and Portugal: State of Knowledge*. GeoFCUL. Lisboa.
- Vala, J. (1999). A análise de conteúdo. In Silva, A. & Pinto, J. (Orgs.) *Metodologia das Ciências Sociais* (pp.101-128). Porto:Edições Afrontamento.
- Vargas, R. (2007). O Ciência Viva numa cultura de intervenção. *Ciência e Educação em Ciência. Seminários e Colóquios* (pp. 57-62). Lisboa: Conselho Nacional de Educação.
- Vasconcelos, C. (2010). Teaching Environmental Education through PBL: Evaluation of a Teaching Intervention Program. *Research in Science Education*. DOI:10.1007/s11165-010-9192-3.
- Vasconcelos, C.; Lopes, B.; Costa, N.; Marques, L. & Carrasquinho, S. (2007). Estado da arte na resolução de problemas em Educação em Ciencia. *Revista Electrónica de Enseñanza de las Ciencias*, 6 (2), 235-245.

- Vergnaud, G. (2008). À Quoi ser la Didactique?". In Ruano-Borbalan, J-C. (Coord.) *Éduquer et Former. 3e Edition* (pp. 273-279). Auxerre: Éditions Sciences Humaines.
- Vigotski, L. (1998). *A Formação Social da Mente*. São Paulo: Martins Fontes.
- Viola, G.; Odonne, F. & Mancktelow, N. (2004). Analogue modelling of reverse fault reactivation in strike-slip and transpressive regimes: application to the Giudicarie fault system, Italian Eastern Alps. *Journal of Structural Geology*, 36, 401–418.
- Wakabayashi, J. & Dilek, Y. (2003). What constitutes 'emplacement' of an ophiolite?: Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles. In Dilek, Y. & Robinson, P. T. (eds.) *Ophiolites in Earth History*. Geological Society, London, Special Publications, 218, 427-447.
- Wang, K. & Hu, Y. (2006). Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge. *Journal of Geophysical Research*, 111, B06410.
- Weijermars, R.; Jackson, M. P. A. & Vendeville, B. (1993). Rheological and tectonic modelling of salt provinces. *Tectonophysics*, 217, 143-174.
- Weil, A.; Gutiérrez-Alonso, G. & Jordan, C. (2010). New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a paleomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *Journal of the Geological Society*, 167, 127-143.
- Wheelahan, L. (2010). *Why Knowledge Matters in Curriculum. A social realist argument*. Routledge.
- White, R. & Gunstone, R. (1993). *Probing understanding*. Palmer Press.
- Whitmeyer, S. T.; Fichter, L. S. & Pyle, E. J. (2007). New directions in Wilson Cycle concepts: Supercontinent and Tectonics Rock Cycles. *Geosphere*, 3 (6), 511-526.
- Wilson, T. (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 4995, 24, 343-347.
- Withjack, M. O.; Islam, Q. T & La Pointe, P. R. (1995). Normal Faults and Their Hanging-Wall Deformation: An Experimental Study. *AAPG Bulletin*, 79 (1), 1-18.
- Withjack; M. O. & Schlische R. W. (2006). Geometric and experimental models of extensional fault-bend folds. In Buiter, S. J. H. & Schreurs, G. (Eds.) *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes, Special Publications*, 253 (pp. 285–305). London: Geological Society.
- Withjack, M. O.; Schlische, R. W. & Henza, A. A. (2007). Scaled Experimental Models of Extension: Dry Sand vs. Wet Clay. *The Bulletin Houston Geological Society*, 44 (8), 31-49.
- Wilson, J. T. (1966). Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211 (5050), 676-681.
- Windley, B. F. (1995). *The Evolving Continents*. Wiley.
- Woodcock, N. H. & Schubert, C. (1994). Continental Strike-Slip Tectonics. In Hancock, P. L. (Ed.) *Continental Deformation*. (pp. 251-263). Pergamon.
- Wu, J.; McClay, K.; Whitehouse, P. & Dooley, T. (2009). 4D analogue modeling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1608-1623.
- Wyllie, P. J. (1998). Hutton and Hall on theory and experiments: the view after 2 centuries. *Episodes*, 21(1), 3-10.
- Zabalza, M. A. (1998). *Planificação e Desenvolvimento Curricular na Escola*. Porto:Edições ASA.
- Zbyszewski, G. (1947). Essai d'étude expérimentale sur les phénomènes typhoniques, *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 6, 240-294.
- Zbyszewski, G. (1959). Étude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha, *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, Nova Série*, 3, 1-182.

- Zhong, J. & Zhang, J. (2005). Thermal convection with a freely moving top boundary. *Physics of Fluids*, 17, 115105.
- Zulauf, J. & Zulauf, G. (2004) Rheology of plasticine used as rock analogue: the impact of temperature, composition and strain. *Journal of Structural Geology*, 26, 725-737.

2. Mapas Geológicos e Notícias Explicativas

- Cabral, J. & Ribeiro, A. (1988). *Carta Neotectónica de Portugal Continental. Escala 1: 1 000 000*. Direcção Geral de Geologia e Minas, Serviços Geológicos de Portugal.
- Gomes, A.; Chaminé, H. I.; Teixeira, J.; Fonseca, P. E.; Gama Pereira, L. C. *Carta geológica na região de Albergaria-a-Velha - Águeda* (não publicada). Escala 1: 1 000. In Gomes et al. (2007).
- LNEG-LGM (2010). *Carta Geológica de Portugal, Escala 1: 1 000 000*. LNEG.
- Oliveira, J. T. (Coord.). (1984). *Folha 7 da Carta Geológica de Portugal, Escala 1:200 000, com Notícia Explicativa*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Oliveira, J. T. (Coord.) (1992). *Folha 8 da Carta Geológica de Portugal, Escala 1:200 000, com Notícia Explicativa*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Oliveira, J. T. & Pereira, E. [Coord.] (1992). *Carta Geológica de Portugal, Escala 1:500 000*. Direcção Geral de Geologia e Minas, Serviços Geológicos de Portugal.
- Oliveira, J. T. & Silva, J.B. (2007). *Folha 46-D (Mértola) da Carta Geológica de Portugal, Escala 1:50 000, com Notícia Explicativa*. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação.
- Pereira, E.; Ribeiro, A. & Castro, P. (2000). *Notícia Explicativa da Folha 7-D (Macedo de Cavaleiros) da Carta Geológica de Portugal, Escala 1: 50 000*. Ministério da Economia, Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia.
- Pereira, E.; Ribeiro, A. & Silva, N. (1998). *Folha 7-D (Macedo de Cavaleiros) da Carta Geológica, Escala 1: 50 000*, Ministério da Economia, Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia.
- Pereira, E. (Coord); Ribeiro, A.; Marques, F.; Munhá, J.; Castro, P.; Meireles, C.; Ribeiro, M. A.; Pereira, D.; Noronha, F. & Ferreira, N. (2001). *Folha 2 da Carta Geológica de Portugal, Escala 1:200 000*. Ministério da Economia, Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia.
- Pereira, E. (Coord); Ribeiro, A.; Marques, F.; Munhá, J.; Castro, P.; Meireles, C.; Ribeiro, M. A.; Pereira, D.; Noronha, F. & Ferreira, N. (2006). *Notícia Explicativa da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal, Escala 1:200 000*. Ministério da Economia, Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia.
- Ribeiro, A.; Tomás Oliveira, J.; Ramalho, M.; Ribeiro, M. L. & Silva, L. (1987). *Folha 48-D (Bordeira) da Carta Geológica de Portugal, Escala 1:50 000, com Notícia Explicativa*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Scotese, C. R. (2010). *Paleomap project*. <http://www.scotese.com> (acedido em 06/08/2013).

3. Tabelas Cronostratigráficas

- ICS [International Commission on Stratigraphy] (2012). *International Chronostratigraphic Chart*. IUGS. <http://www.stratigraphy.org/column.php?id=Chart/TimeScale> (acedido em 05/09/2012).
- Pais, J. & Rocha, R. (2011). Quadro de divisões estratigráficas. FCTUNL.
- Silva, C. M. da (2011a). Tabela Cronostratigráfica. GeoFCUL. <http://paleoviva.fc.ul.pt/Paleogeofcul/Apoio/cronogeofcul2.pdf> (acedido em 10/01/2013).

Silva, C. M. da (2011b). Glossário etimológico dos nomes das unidades da Tabela Cronostratigráfica. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. <http://paleoviva.fc.ul.pt/Paleogeofcul/Apoio/Notaetimol.pdf> (acedido em 10/01/2013).

4. Sítios na Internet

Assynt's ...geology - <http://www.see.leeds.ac.uk/structure/assyntgeology/index.htm> (acedido em 25/06/2013).

CiênciaHoje - <http://www.cienciahoje.pt/> (acedido em 25/06/2013).

Ciência Viva - <http://www.cienciaviva.pt/> (acedido em 25/06/2013).

Clastic Detritus - <http://clasticdetritus.com/2008/11/14/subduction-denialism-part-2-subduction-zones-trenches-and-accretionary-complexes/> (acedido em 25/06/2013).

Continental Margins: Deformation and Seismic Activity. <http://www.youtube.com/watch?v=eH2PETmgN9E> (acedido em 25/06/2013).

Direção-Geral da Educação - <http://www.dgidc.min-edu.pt/> (acedido em 25/06/2013).

Earthlearning- <http://www.earthlearningidea.com/> (acedido em 05/09/2012).

GAVE – Gabinete de Avaliação Educacional, Ministério da Educação e Ciência - <http://www.gave.min-edu.pt/> (acedido em 25/06/2013).

GéoManips- Les mouvements de la Terre - <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/accueil.html> (acedido em 22/08/2012).

Património Museológico da Educação – inventário on-line - <http://edumuseu.sg.min-edu.pt/> (acedido em 25/06/2013).

Planet Terre - <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/> (acedido em 22/08/2012).

Popular Science Monthly - http://en.wikisource.org/wiki/Popular_Science_Monthly (acedido em 25/06/2013).

Structural Geology, Geologie Endogene Dynamic (RWTH Aachen) - <http://www.youtube.com/user/StrucGeology> (acessado em 25/06/2013).

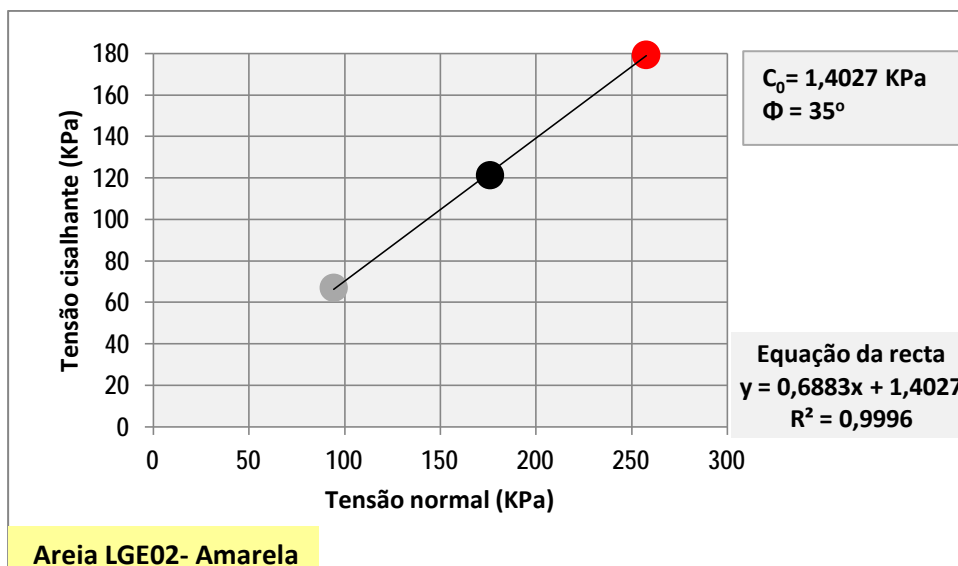
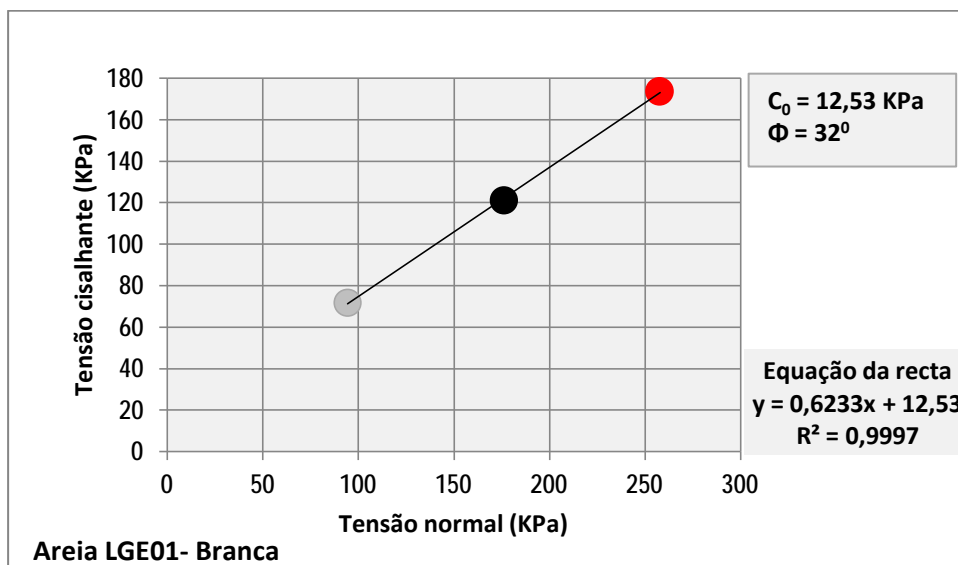
Universitätsmmlungen in Deutschland - <http://www.universitaetssammlungen.de/modell/1315#galerie> (acedido em 25/06/2013).

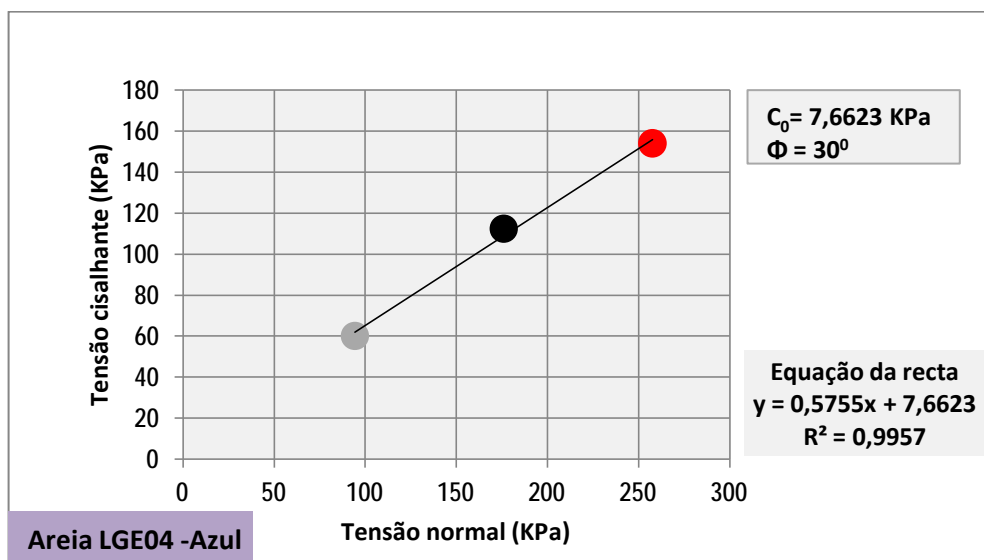
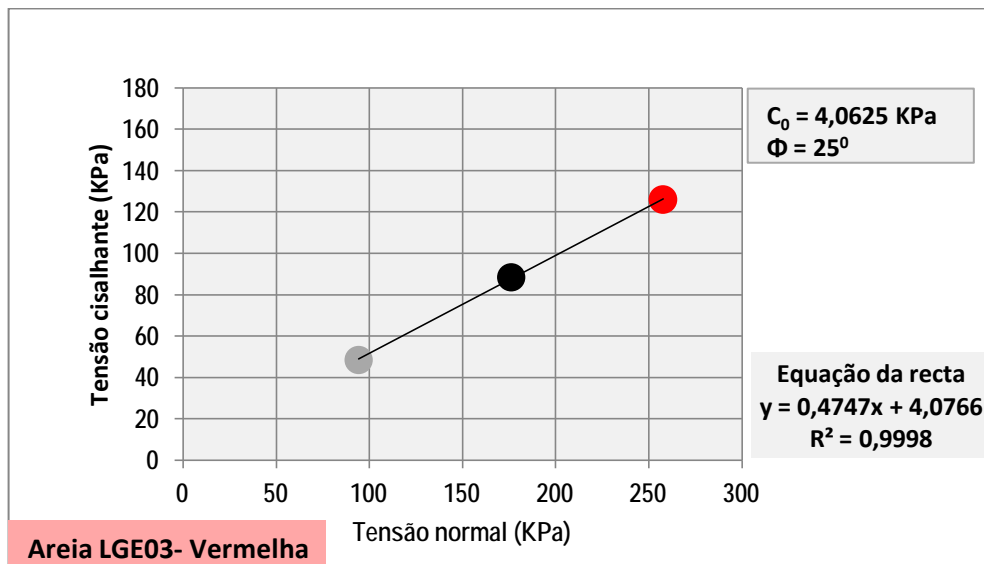
Anexos

Anexo I

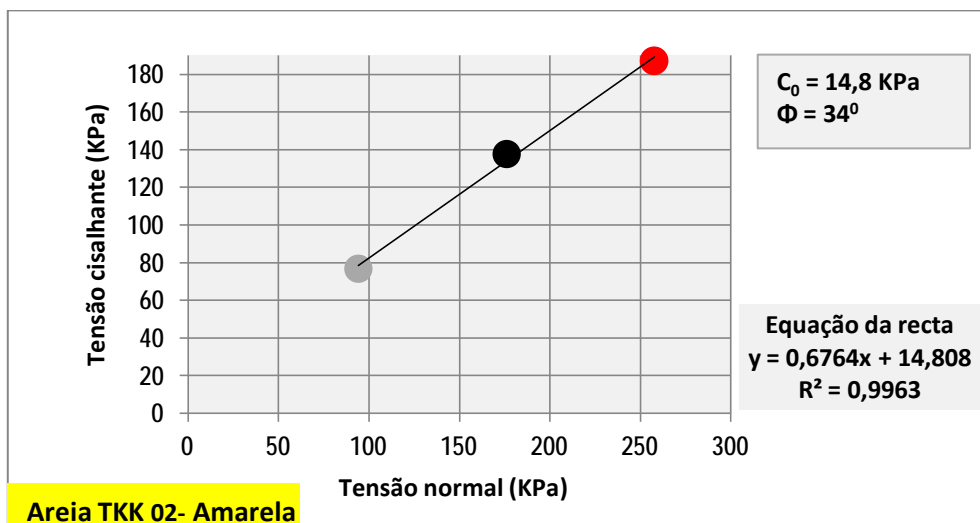
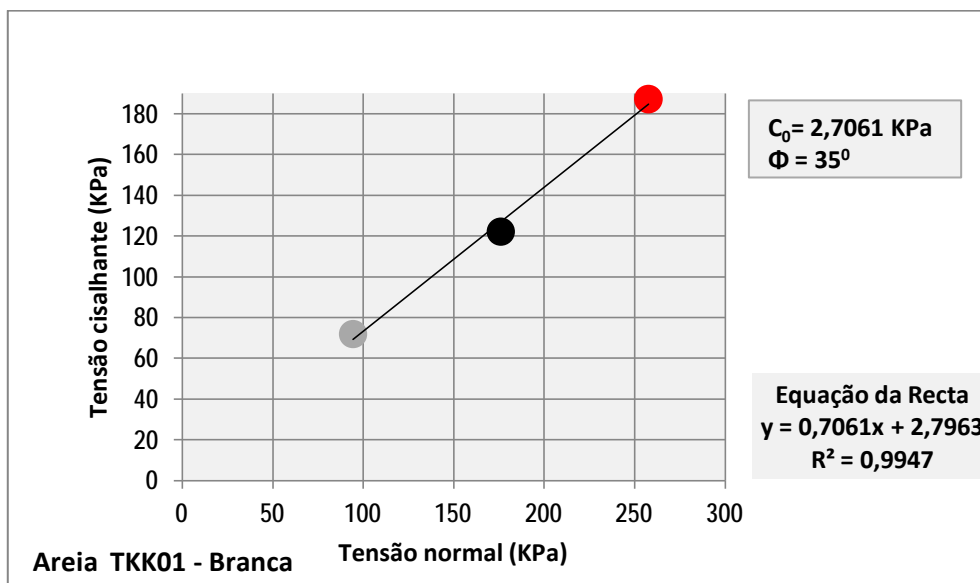
Ensaaios de corte -
areias *LGE* e *TKK*:
Gráficos tensão
cisalhante/tensão normal

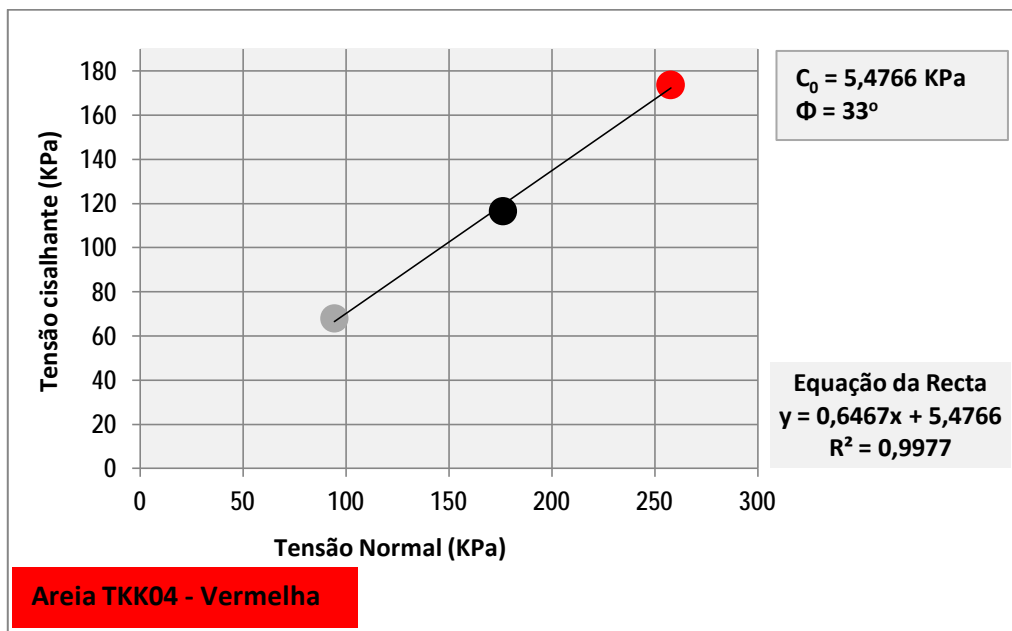
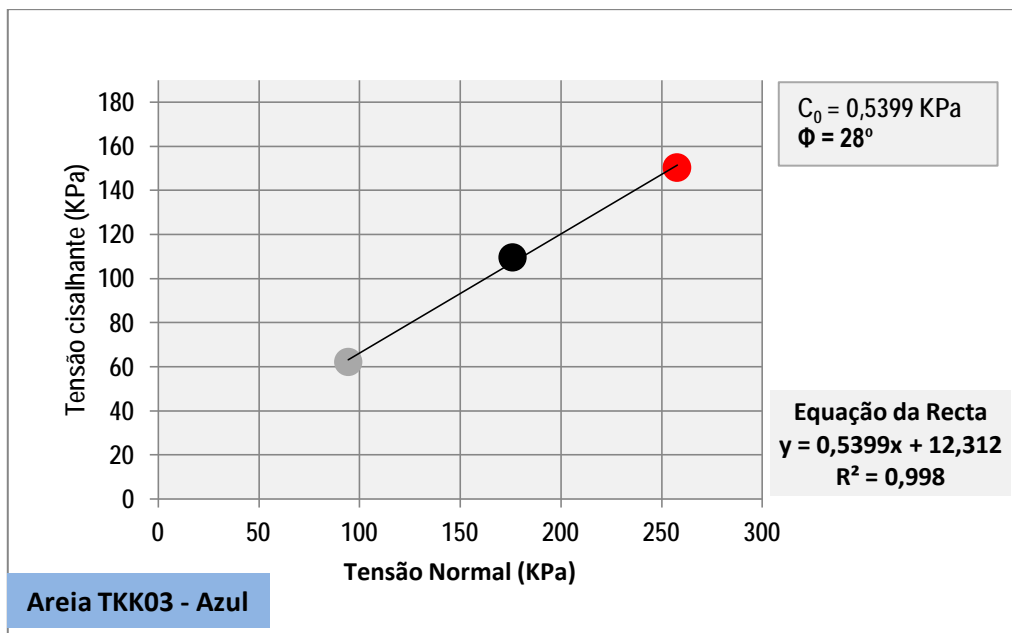
1. Areias LGE





2. Areias TKK





Anexo II

**Documentos de apoio à
resolução do problema A:
ambiente convergente**

Aplicação Didáctica de um Modelo Análogo de um Prisma Acrecionário associado a uma Zona de Subducção para a resolução de um problema regional

(Planificação das actividades)

Finalidade didáctica das actividades: Reconstituir e compreender uma parte da História Geológica de uma região com o apoio da Modelação Análoga

Problema: Como se gerou e deformou (parte da) Zona Sul Portuguesa?

(Pretende-se com esta aplicação, testar este modelo em ambiente formal de aprendizagem, que se insere num trabalho de investigação mais alargado).

Justificação das actividades:

Este conjunto de actividades abrange conteúdos que integram os Tema I e II do programa de 12º ano e está de acordo com as “competências a desenvolver” (p. 6). A integração destes dois temas dá uma visão da História da Terra através das duas áreas tradicionais da Geologia, a Estratigrafia e a Tectónica, muitas vezes dissociadas pelos próprios geólogos. A integração destas duas áreas fornece uma visão da História da Terra em que processos e fenómenos geológicos assim como a sua evolução, são colocados em destaque, permitindo perceber melhor as modificações do planeta ao longo do tempo, a sua dinâmica, evolução, ciclicidade e interacção entre os fenómenos.

A escolha de um caso da História Geológica de Portugal, para além de se integrar no Tema II, permite destacar a Evolução de uma região da Terra que nos é mais próxima e familiar, parte do território português. Colocado o problema aos alunos, o professor espera que surjam novas questões, umas de resposta imediata que pode ser fornecida pelo manual escolar como, por exemplo, “o que é a Zona Sul Portuguesa?” ou “que tipos de rochas lá existem?”. Outras questões, típicas da investigação em Geologia, devem surgir como: “Quando?” e “Onde?”, de resposta não tão imediata mas, cuja solução pode ser encontrada rapidamente numa Carta Geológica. As outras duas questões, também típicas da investigação em Geologia são: “Como?” e “Porquê?”, para as quais será necessário visitar teorias, construir ou reconstruir modelos mentais e concepções.

Os textos fornecidos (Doc. I e Doc. II) assim como a análise de cartas geológicas a diversas escalas e o planeamento de um modelo análogo (com a ajuda do Doc. III), ou uma possível visita de campo a uma parte da Zona Sul Portuguesa, permitirão fornecer pistas para a resolução do problema.

Doc. I- Da Contracção da Terra ao Ciclo de Wilson: Um caldeirão de ideias!

O texto fornecido acerca da evolução histórica das ideias sobre a formação das Cadeias de montanhas e da Tectónica de Placas, incluindo o Ciclo de Wilson (Doc. I) pretende levar os alunos a reconhecer que os quadros teóricos se modificam ao longo do tempo de acordo com novos dados, mas que há conceitos, ideias, métodos que têm persistido desde o século XVIII, como por exemplo, o trabalho de campo, metodologia central da Geologia.

As teorias para explicar a formação de Cadeias de montanhas foram-se modificando ao longo do tempo de acordo com explicações mais abrangentes enquadradas pelas chamadas “Teorias da Terra”. Todas elas tiveram como objectivo principal, estabelecer relações causa-efeito entre as forças envolvidas e as estruturas agora observadas (falhas, dobramentos, cavalgamentos, carreamentos).

O texto destaca fundamentalmente duas teorias:

- 1.1. **Contracção da Terra**, com realce para o aparecimento do conceito de geossinclinal que transitoriamente constituiu uma teoria e persistiu durante algum tempo (assim como diversos conceitos associados) apesar do surgimento da Teoria da Tectónica de placas.

1.2. **Tectónica de Placas**, com realce para o aparecimento dos conceitos de subducção e de Ciclo de Wilson.

Doc. II – Turbiditos

Pretende-se com a leitura deste documento que os alunos percebam o que são os depósitos sedimentares de turbiditos, como se formam, para que os relacionem com a formação de Cadeias de montanhas e os processos de deformação de margens continentais em zonas de convergência, no contexto da Tectónica de Placas.

Doc. III – Os Modelos não são a realidade mas ajudam muito...!

Pretende-se que os alunos entendam que um modelo é uma simplificação da realidade e que tem como função a compreensão dessa realidade.

Principais objectivos da leitura, interpretação e discussão dos textos:

- Compreender que as explicações sobre a formação das montanhas foram-se modificando desde o séc. XIX até hoje em virtude da modificação das teorias da Terra aceites ou predominantes em cada época.
- Compreender as actuais explicações e forças envolvidas na formação de Cadeias de montanhas.
- Identificar e compreender conceitos fundamentais para a compreensão da formação de Cadeias de montanhas.

Deste modo, pretende-se que os alunos construam um quadro conceptual próximo de um dos actuais modelos científicos para explicar a formação de parte da Zona Sul Portuguesa, uma das zonas paleogeográficas em que se divide o território português. Este foi geologicamente dividido em zonas paleogeográficas, pela primeira vez, em 1945, por F. Lotze, com base, principalmente, em critérios estratigráficos, paleontológicos, metamórficos, magmáticos e sedimentares (Ribeiro *et al.*, 1979). Porém, na actualidade, de acordo com a Teoria da Tectónica de Placas, os critérios que norteiam a divisão das zonas paleogeográficas, são também de carácter estrutural e tectónico, e têm em conta as zonas de sutura que marcam as fronteiras das antigas placas que foram acrecionadas (Ribeiro, 2006).

A modelação análoga é uma metodologia utilizada em Geologia que permite confirmar, contradizer ou modificar a teoria e o modelo pré-estabelecido a partir de observações no campo.

Depois da leitura dos textos e do enquadramento dado pelas cartas geológicas, os alunos deverão estar aptos para compreender a simulação da formação de um prisma acrecionário associado à subducção, e posterior extrapolação para a formação de parte da Zona Sul Portuguesa (também esta parte de uma Cadeia de montanhas).

Na figura 1 encontra-se um esquema simplificado da modelação da formação de um Prisma acrecionário associado a uma zona de subducção. Com base nesta modelação estuda-se, sempre tendo em conta os vários constrangimentos (espaciais, temporais e reológicos), alguns aspectos da formação dos prismas acrecionários submarinos reais que poderão, caso se verifiquem as condições necessárias (ex. persistência da convergência de placas) vir a ser acrescentados a cadeias de montanhas já formadas (fig. 2).

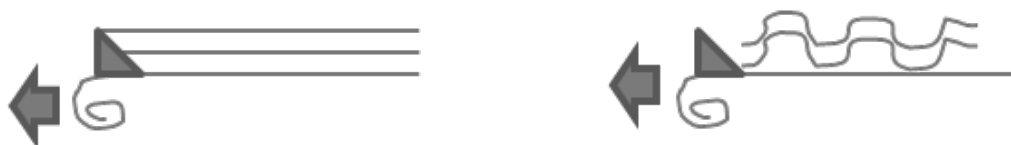


Fig. 1- Esquema simplificado da formação de um prisma acrecionário.

Conceitos importantes: rocha sedimentar (argilas e areias) turbiditos e interturbiditos (depósitos sedimentares de tipo fácies flysch), rocha metamórfica (xistos e grauwagues), princípio da sobreposição, margem continental, prisma acrecionário, deformação, metamorfismo, subducção, Ciclo de Wilson.

Esta modelação utiliza, como materiais análogos dos depósitos de turbiditos e interturbiditos, principalmente areias, que têm um comportamento reológico (comportamento face à deformação) semelhante a esses sedimentos marinhos, quando sujeitos a deformação. A cunha ou rampa, que se vê na figura, representa uma parte da cadeia montanhosa já formada e que vai delaminar os sedimentos que constituem o prisma acrecionário. O acetato que puxa a pilha de areias contra a cunha representa a crosta oceânica sobre a qual se depositam os depósitos de tipo flysch (turbiditos e interturbiditos) e que no seu conjunto constituem a placa que está a ser subductada.

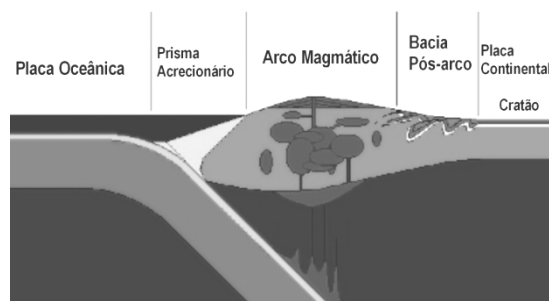


Fig.2. Localização do prisma acrecionário numa zona de convergência de placas.

Como esta actividade se insere num trabalho de investigação, antes da modelação, os alunos responderão a um questionário semelhante (pós-teste) será aplicado após a Modelação.

Desde já se agradece a disponibilidade das professoras envolvidas para a realização e colaboração nas actividades descritas nesta planificação (vide **Anexo**).

Referências

- Ribeiro, A. (2006). A Evolução Geodinâmica de Portugal. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.). Geologia de Portugal no contexto da Ibéria. Univ. Évora. Évora, 418 p.
- Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D.; Monteiro, J. H. (1979). Introduction à la Géologie Générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 114 p.

Anexo (à planificação das atividades para o professor)

Quadro I – Caso A1

Actividade	Objectivos (de aprendizagem e de investigação)	Intervenientes	Datas
Leitura, interpretação e discussão dos Doc. I, II e III	<p>Perceber que existe uma visão clássica e uma visão moderna da Tectónica.</p> <p>Identificar conceitos fundamentais para a compreensão da formação de montanhas e de acordo com a Teoria da Tectónica de Placas e Ciclo de Wilson (e.g. turbidito, princípio da sobreposição, dobra, falha, cavalgamento, metamorfismo, subducção, compressão lateral).</p>	Professora e alunos.	<p>À consideração da professora, desde que seja antes da actividade de modelação.</p> <p>O Doc. III deve ser dado aos alunos próximo da aula de modelação.</p>
Análise de Cartas Geológicas de Portugal 1:1 000 000; 1:200 000 (folha 7 e folha 8) e 1: 500 000 (folha Sul)	<p>Contextualizar a Zona Sul Portuguesa (conceito atrás referido) no território português continental (espaço) e na história da Terra (tempo).</p> <p>Identificação, a partir de uma carta, da história geológica da região onde a escola se insere (obj. do programa).</p>	Professora e alunos.	De acordo com a planificação da professora, desde que seja antes da actividade de modelação.
Aplicação do questionário I (antes da modelação)	Avaliar conhecimentos prévios dos alunos.	Professora e alunos.	Antes da aula de modelação.
Modelação	<p>Identificar e perceber as forças envolvidas na modelação do fenómeno em causa.</p> <p>Compreender a utilização de materiais análogos aos reais tendo em conta o seu comportamento reológico.</p> <p>Perceber relações causa-efeito, ou seja, relações entre forças e formação de estruturas.</p> <p>Observar e compreender a progressão da deformação e a relação com as estruturas formadas.</p> <p>Discutir as limitações da modelação análoga (tempo, espaço, reologia dos materiais).</p>	Investigadores, Professora e alunos.	3 de Maio de 2011
Aplicação do questionário II (depois da modelação e antes da saída).	<p>Avaliar a influência da modelação para a compreensão da formação de cadeias de montanhas.</p> <p>Avaliar a evolução dos modelos conceptuais dos alunos acerca do fenómeno em causa.</p>	Professora e alunos.	Na mesma semana.
Campo – saída à zona da praia de Monte Clérigo. Aplicação do questionário III (no final da saída)	<p>Identificar litologias e estruturas, relacionar o modelo científico de formação do prisma acrecionário da ZSP com a escala de observação no campo.</p> <p>Relacionar a observação no campo com o modelo a nível de relação entre escalas, relação entre estruturas.</p>	Investigadores, Professora e alunos.	7 de Maio de 2011

Quadro II – Caso A2

Actividade	Objectivos	Intervenientes	Datas
Leitura, interpretação e discussão dos Doc. I, II e III	<p>Perceber que existe uma visão clássica e uma visão moderna da Tectónica.</p> <p>Identificar conceitos fundamentais para a compreensão da formação de montanhas e de acordo com a Teoria da Tectónica de Placas e Ciclo de Wilson (e.g. turbidito, princípio da sobreposição, dobra, falha, cavalgamento, metamorfismo, subducção, compressão lateral).</p>	Professora e alunos.	À consideração da professora, desde que seja antes da actividade de modelação. O Doc. III deve ser dado aos alunos próximo da aula de modelação.
Análise de Cartas Geológicas de Portugal 1:1 000 000; 1:200 000 (folha 7 e folha 8), folha 1: 500 000 (folha Sul).	<p>Contextualizar a Zona Sul Portuguesa (conceito atrás referido), no território português continental (espaço) e na história da Terra (tempo).</p> <p>Identificação, a partir de uma carta, da história geológica da região onde a escola se insere (obj. do programa).</p>	Professora e alunos.	De acordo com a planificação da professora, desde que seja antes da actividade de modelação.
Aplicação do questionário I (antes da modelação).	Avaliar conhecimentos prévios dos alunos.	Professora e alunos.	Antes da aula de modelação.
Modelação	<p>Identificar e perceber as forças envolvidas na modelação do fenómeno em causa.</p> <p>Compreender a utilização de materiais análogos aos reais tendo em conta o seu comportamento reológico.</p> <p>Perceber relações causa-efeito, ou seja, relação entre forças e formação de estruturas.</p> <p>Observar e compreender a progressão da deformação e a relação com as estruturas formadas.</p> <p>Discutir as limitações da modelação análoga.</p>	Investigadores, Professora e alunos.	9 de Maio de 2011
Aplicação do questionário II.	<p>Avaliar a influência da modelação para a compreensão da formação de cadeias de montanhas.</p> <p>Avaliar a evolução dos modelos conceptuais dos alunos acerca do fenómeno em causa.</p>	Professora e alunos.	Na mesma semana.

Doc I- Da contracção da Terra ao Ciclo de Wilson: um caldeirão de ideias!

Edite Bolacha, Helena M. Deus, Paulo E. Fonseca

1. O contraccionismo e a tectónica tradicional

As cadeias de montanhas têm sido estudadas pela Tectónica, que abrange muitos outros aspectos da Dinâmica terrestre (ex. geração de oceanos, vulcanismo, sismos). O estudo das orogêneses (formação de cadeias de montanhas) inclui a reconstituição tridimensional da deformação, responsável pela geração de diversos tipos de estruturas a diversas escalas como xistosidade, dobras e falhas.

A curiosidade suscitada pelas montanhas, principalmente a partir do século XIX, levou a que a sua formação se tornasse um assunto central de debate entre os geólogos da época. A observação de diversos tipos de rochas e de estruturas de deformação – falhas e dobras –, por um lado e, por outro, a distribuição geográfica das cadeias de montanhas, conhecidas e estudadas até então, confinada a algumas zonas do planeta, levou à formulação de teorias explicativas diversas.

Por exemplo, Élie de Beaumont, em 1831, ao realizar trabalho de campo para a elaboração do mapa geológico de França, percebeu a existência de várias relações geométricas entre as estruturas e formações litológicas observadas. Verificou, por exemplo, a existência de regularidades ou padrões, temporais e espaciais, nas cadeias de montanhas. Cadeias paralelas deveriam pertencer à mesma orogenia (episódio de construção de montanhas) e, consequentemente, teriam a mesma idade. Élie de Beaumont estabeleceu os maiores períodos temporais de orogenias para sustentar a ideia de uma Terra a arrefecer lentamente, contraindo-se como uma maçã cozida, cuja crosta se vai enrugando ao longo do tempo (fig. 1).



Fig. 1- A maçã cozida perde água e enrug.

Anteriormente a Teoria proposta por James Hutton (1726—1797), em 1785 e 1795, apoiada nas suas ideias prévias e, em observações de campo como a famosa discordância de *Siccar Point* (fig. 2), considerava a Terra sujeita a transformações cíclicas em que, a seguir à

erosão das montanhas, se sucedia a sedimentação dos produtos resultantes nas bacias oceânicas. Estes depósitos sedimentares seriam posteriormente dobrados e levantados por forças verticais associadas a intrusões magmáticas.



Fig. 2- Discordância de Siccar Point –Escócia.

Gradualmente, ao longo do século XIX, a ideia das forças laterais, para explicar a formação de montanhas, foi sendo aceite. No século XVIII, Saussure (1740-1799) observou e registou, nos Alpes, falhas inversas. Arnold Escher von der Linth (1807-1872) reconheceu fenómenos de dobramento, cavalgamento e inversões de ordem estratigráfica. Na Grã-Bretanha, De La Beche (1796-1855), em 1846 explica os dobramentos observados em rochas do sul de Gales e de certas zonas da Irlanda como resultantes do efeito das pressões laterais associadas à contracção da Terra (Oldroyd, 1996).

Durante muito tempo, a ideia de que os movimentos da crosta terrestre seriam essencialmente verticais persistiu porque explicavam bem a existência de zonas mais deprimidas e de outras mais elevadas, ou seja, o relevo terrestre! Os únicos movimentos horizontais que eram assim considerados eram a subida e a descida do nível do mar (Allègre, 1999). Os fósseis achados em zonas distantes de actuais zonas costeiras tinham explicação através das oscilações do mar – regressões e transgressões – que teriam submergido extensas áreas continentais em épocas remotas contemporâneas dos seres vivos a que pertenciam esses fósseis.

Sabia-se então que a formação de montanhas acontecia durante períodos da história da Terra, no decurso dos quais forças internas, manifestando-se de forma contínua formavam relevos como os Andes, os Alpes, ou os Himalaias (*idem*). No entanto, não se percebia muito bem como é que as cadeias de montanhas, sendo formadas a partir da sedimentação nos oceanos, poderiam atingir uma espessura de sedimentos tão grande e muito maior que a profundidade média de um oceano (Oldroyd, 1996).

A solução para este enigma resolveu-se, na altura, com a Teoria do Geossinclinal que encaixava na perfeição na perspectiva cíclica e uniforme (não catastrófica) do princípio do uniformitarismo e na Teoria da Terra de J. Hutton. A acumulação de uma espessura muito grande de sedimentos numa fossa ou bacia oceânica levaria a um “afundamento” (subsidiência) contínuo (fig. 3). Os dobramentos e falhas observados em diversas cadeias montanhosas eram explicados como tendo ocorrido simultaneamente com a sedimentação (*idem*) ou sucedendo-se a ela. A cadeia de montanhas, depois de sobreelevada, era erodida e, novo ciclo começava.

A formação dos geossinclinais continuava a ser explicada de acordo com a teoria do arrefecimento e consequente contracção da Terra que, segundo os seus defensores, provocava forças e movimentos laterais. No entanto, começou a perceber-se que a Terra não estava a diminuir de diâmetro (Oldroyd, 1996).

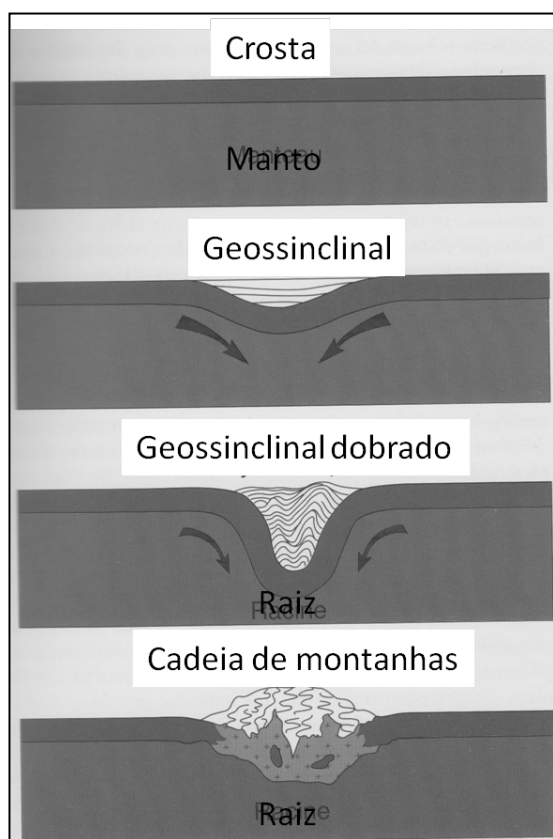


Fig. 3- Formação do geossinclinal, adaptado de Allègre (1999).

Os Alpes pareciam ter resultado de compressão lateral e de *esmagamento transversal*, como se duas massas em movimento tivessem chocado, produzindo-se dobras e cavalgamentos (fig. 4). Parecia que as mesmas forças eram responsáveis pelo dobramento e redobramento das mesmas formações litológicas, dando assim maior relevo ao papel das forças horizontais. Por outro lado (Powell, 2001) percebeu-se que se o dobramento acontecia por

diversas vezes; uma cadeia alpina que tinha 100 km, deveria ter-se formado a partir de uma sequência de sedimentos com 500 km de extensão. Se esta proporção de encurtamento fosse extrapolada para todas as cadeias de montanhas à volta da Terra, esta teria de ter encolhido muito mais do que uma maçã cozida.

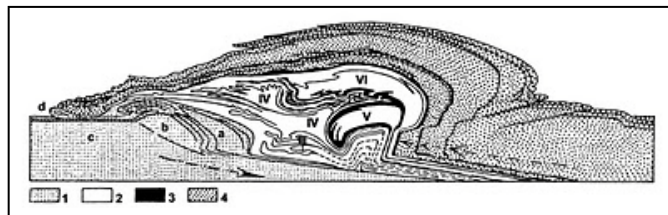


Fig. 4 – Representação de Argand, geólogo francês, da formação dos Alpes (1909-1934).

A descoberta de que a península da Escandinávia sofria subida isostática – como um iceberg à medida que descongela – permitiu que se compreendesse melhor a grande espessura de sedimentos encontrados nas montanhas, comparativamente à quantidade de sedimentos depositados nas bacias oceânicas, a partir dos quais elas se teriam formado. O reajuste isostático do manto, mais denso, assim como a descoberta de que as montanhas tinham raízes, levou a considerar definitivamente a subsidiência das bacias como o resultado de uma grande acumulação de sedimentos.

A teoria da contracção da Terra, deixaria de ser necessária como forma de explicar a formação de montanhas, quando se descobriu o decaimento radioactivo de alguns elementos constituintes dos minerais. A Terra não estava a arrefecer, logo não se encontrava em contracção. E se a Terra não se encontrava em contracção, continentes e oceanos teriam sido sempre continentes e oceanos, como afirmaram James Dana (1813-1895) e, mais tarde, Bailey Willis (1857-1949). Aceitava-se apenas a ideia de que os continentes poderiam aumentar de tamanho por ‘acrescentos’ dos geossinclinais situados nas suas margens que, por um processo desconhecido, originavam montanhas (Powell, 2001).

Mas, à volta do modelo de geossinclinal, a génese das montanhas tornava-se o centro do ciclo geológico, a fonte de sedimentos (Allègre, 1999). Assim, este modelo vai persistindo ao mesmo tempo que as forças tectónicas ganham relevo no pensamento dos geólogos. Continuava-se a pensar que as forças verticais eram as mais importantes, como por exemplo, a gravidade que explicava a subida dos diapiros, materiais menos densos, através de materiais mais densos.

O modelo do geossinclinal continuará assim a ser importante até à Teoria da Tectónica de Placas (anos 60-

70 do século XX), apesar das críticas e dos reajustes. Enquanto uns geólogos passam a dizer que as fossas sedimentares poderiam existir no interior ou nas margens dos continentes, outros, estudando os Alpes, viriam a reconhecer a existência de grandes mantos de carreamento e, por isso, insistiam na ideia de que os geossinclinais estariam comprimidos. Ainda outros geólogos que tinham encontrado séries sedimentares com ofiolitos e outras sem ofiolitos intercalados, viriam a propor um modelo de geossinclinal constituído por duas fossas em vez de uma. Mas a principal causa para explicar os geossinclinais, a contracção da Terra, há muito que tinha sido abandonada.

Alguns cientistas já tinham sugerido a existência de correntes de convecção no manto (e.g. Griggs, 1939, que constrói um modelo análogo para verificar a sua hipótese) e de movimentos laterais de que resultavam os dobramentos e as cadeias de montanhas. No entanto, estas ideias continuavam a não ser dominantes entre os geólogos da época.

2. O mobilismo e a tectónica de placas

As explicações da formação de montanhas iriam ter por contexto, definitivamente, **outra teoria** que substituiria a da contracção da Terra.

A partir da revelação da extensa dorsal situada de norte a sul no fundo do Oceano Atlântico (fig. 5), a meia distância entre a Europa (ou África) e a América do Norte (ou América do Sul), obtida pelo navio britânico H.M.S. Challenger entre 1872 e 1876, Frank Taylor, propôs, em 1908, que os mesmos continentes, outrora unidos, ter-se-iam afastado por forças de grande intensidade, deixando essa cicatriz (Wagner, 1991).

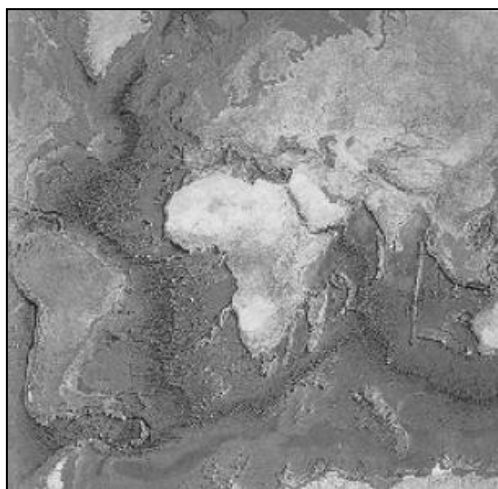


Fig. 5- Dorsal médio-atlântica.

Pegando nesta e em outras evidências, observando o mapa-múndi e, decerto lendo ideias escritas por outros, o meteorologista Wegener assumiria no seu livro publicado em 1915 que, de forma accidental, tinha construído a teoria unificadora da Geologia (Powell, 2001). Considerava que os continentes actuais teriam estado juntos e flutuando numa matéria mais fluida, sendo sujeitos, não só a movimentos verticais mas, também a movimentos horizontais. O mesmo autor, no seu livro, começa por refutar: a contracção da Terra, a permanência de oceanos e continentes, bem como, a subsidência das pontes continentais, através da isostasia. A única alternativa era, para ele, a deriva dos continentes. No final do período Pérmico, há 250 milhões de anos, um supercontinente chamado Pangea teria sido composto pelos actuais continentes. Durante o Mesozóico, a Pangea tinha-se subdividido (fig. 6). A teoria de Wegener explicava a origem das montanhas, os reequilíbrios isostáticos e resolvia a distribuição da flora e da fauna no passado (Powell, 2001). Wegener não era geólogo nem paleontólogo, por isso, socorreu-se dos estudos de outros, como por exemplo, Du Toit, que era um excelente geólogo de campo.



Fig. 6 – Início da fragmentação da Pangea, in Dias (2008).

Apesar de todas as evidências da movimentação dos continentes, demonstradas por Wegener, este não encontrou um mecanismo credível, por isso, a sua teoria caiu no esquecimento durante três décadas (*idem*).

Nos anos 20 do séc. XX, Arthur Holmes (1890-1965) trabalhou na determinação da idade da Terra a partir do decaimento radioactivo, logo não foi difícil ter chegado à conclusão de que a Terra teria, ao longo do tempo, uma temperatura constante e que, assim sendo, não estaria em contracção. Em 1929, Holmes estabeleceria a ligação entre o calor radioactivo e a deriva. Considerou que o material quente mantélico ascende à superfície e flui lateralmente. O calor radioactivo seria o principal responsável pela geração de gigantes células de convecção provocando a divergência dos continentes,

fragmentando-os e originando novos oceanos. Como o “leve” material continental não podia mergulhar no denso manto, ficaria acumulado nas margens formando as montanhas (fig. 7). Finalmente era sugerido um mecanismo consistente para a deriva dos continentes e para a formação de montanhas.

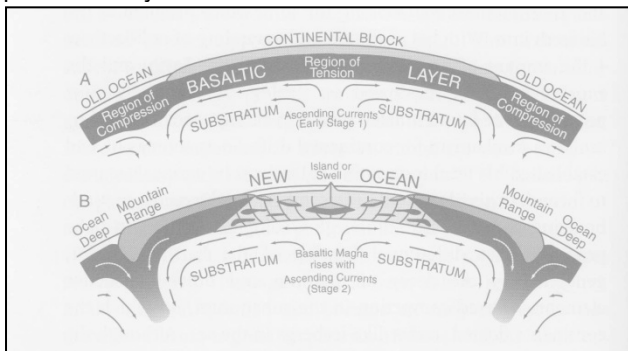


Fig. 7 – Modelo de convecção mantélica de Holmes.

Passaram-se quatro décadas após os escritos de Holmes, para que a convecção, fosse aceite pelos geólogos, como mecanismo da deriva continental (Powell, 2001). Hoje a convecção é considerada mas, ainda permanecem muitas dúvidas quanto aos mecanismos e às forças implicadas no movimento das placas litosféricas. Julga-se que, nas zonas de subducção, a placa vai mergulhando no manto devido à própria força que a parte que mergulha exerce sobre o resto da placa que se encontra à superfície. As zonas de subducção, primeiro um mito, tornado mais tarde uma realidade, através da tomografia sísmica e da profundidade dos hipocentros dos sismos ocorridos nas áreas próximas, vieram refutar quer a expansão quer a contracção da Terra (fig. 8).

Em 1970, Dewey e Bird admitiam que a subducção se instalaria geralmente a partir de uma margem continental passiva, como a do Atlântico actual, onde a pouco e a pouco se formava uma fossa, como no Pacífico, em que aconteceriam fenómenos de sedimentação seguidos de compressão e deformação. Pedacos de crosta oceânica poderiam vir a ser incluídos nos sedimentos deformados (Allègre, 1999). Obtinha-se assim a associação clássica das cadeias de montanhas entre ofiolitos e sedimentos marinhos.

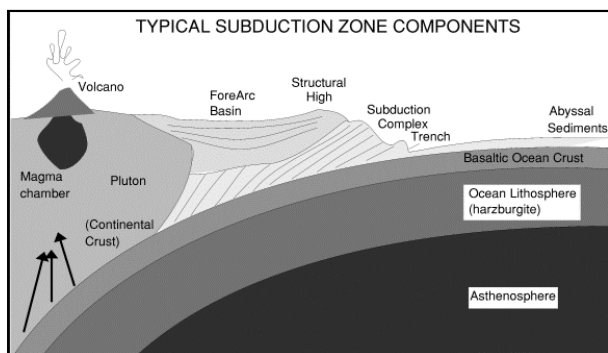


Fig. 8- Esquema de uma zona de subducção.

Tuzo Wilson (1908-1993), foi um dos geólogos que mais contribuiu para a aceitação da Tectónica de Placas como teoria global da Geologia. Foi também ele que propôs a ideia de que algumas bacias oceânicas têm uma história cíclica de abertura, expansão e fecho com colisão continental, nem sempre semelhante ao longo da História da Terra, a que se deu mais tarde o nome de ciclo de Wilson (fig. 9). Ao contrário do que Wegener propusera, a Pangea não teria sido o primeiro nem o único supercontinente da História da Terra.

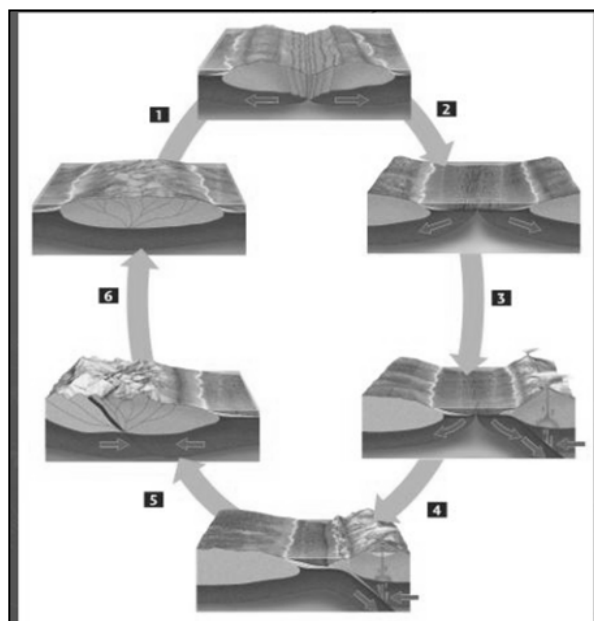


Fig. 9 – Esquema geral do ciclo de Wilson.

Referências:

- Allègre, C. (1999). *L'Écume de la Terre*. Fayard.
 Dias, R. (2008). *Evolução*. Portugal de Antes da História. Associação Centro Ciência Viva de Estremoz. Estremoz.
 Oldroyd, D. (1996). *Thinking about the Earth: a History of Ideas in Geology*. Harvard.
 Powell, J. L. (2001). *Mysteries of Terra Firma*. Free University Press. Press. New York.
 Wagner, Lois van (1991) – *The Great Continental Drift Mystery*. *Global change*. Vol. VI. Yale-New Haven Teachers Institute.
<http://www.yale.edu/ynhti/curriculum/units/1991/6/>.
 Agradece-se a T. Salomé Mota as sugestões que melhoraram o rigor histórico do texto.

Tópicos de discussão:

- 1- Construção de uma barra cronológica com datas, principais eventos e respectivos cientistas.
- 2- Principais razões pelas quais as explicações e teorias sobre a formação de montanhas se foram modificando e sucedendo ao longo do tempo.
- 3- Conceitos considerados, actualmente, fundamentais para explicar a formação de montanhas.

Doc. II -Turbiditos

Edite Bolacha, Helena M. Deus, Paulo E. Fonseca

Os prismas acrecionários são formados por sedimentos turbidíticos e pelágicos (interturbidíticos) depositados numa zona de convergência de placas, e sujeitos a deformação (Fig. 1).

Se o processo de convergência persistir no tempo, os prismas acrecionários poderão vir a ser integrados na (s) zona (s) externa (s) de uma cadeia de montanhas.

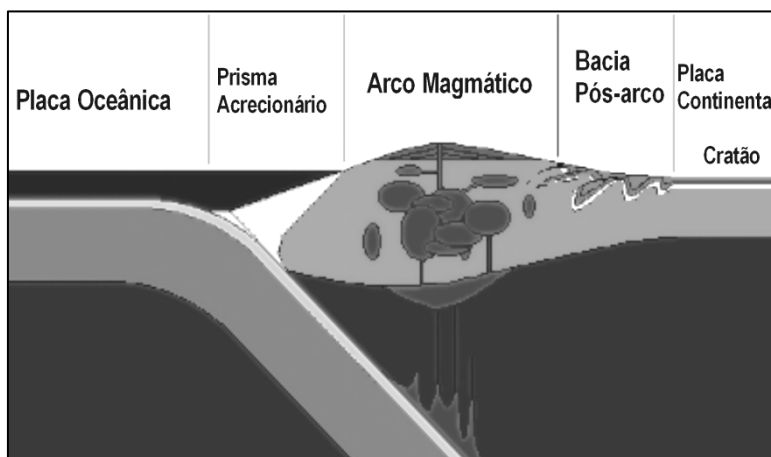


Fig. 1 – Localização do prisma acrecionário na zona de convergência de placas.

Turbiditos e interturbiditos (sedimentos pelágicos)

Os rios transportam areia, silte e argila até ao mar. A areia é transportada como carga sólida (por tracção) enquanto menores quantidades de areia, silte e a argila são transportados em suspensão (Fig.2).

Quando chegam ao mar sofrem uma clara separação granulométrica. A areia deposita-se frequentemente junto à foz dos rios na forma de cordões de areias enquanto o silte e a argila são transportados para mais longe (plataforma) em suspensão e, uma pequena parte chega a depositar-se nas zonas profundas do oceano (zonas pelágicas).

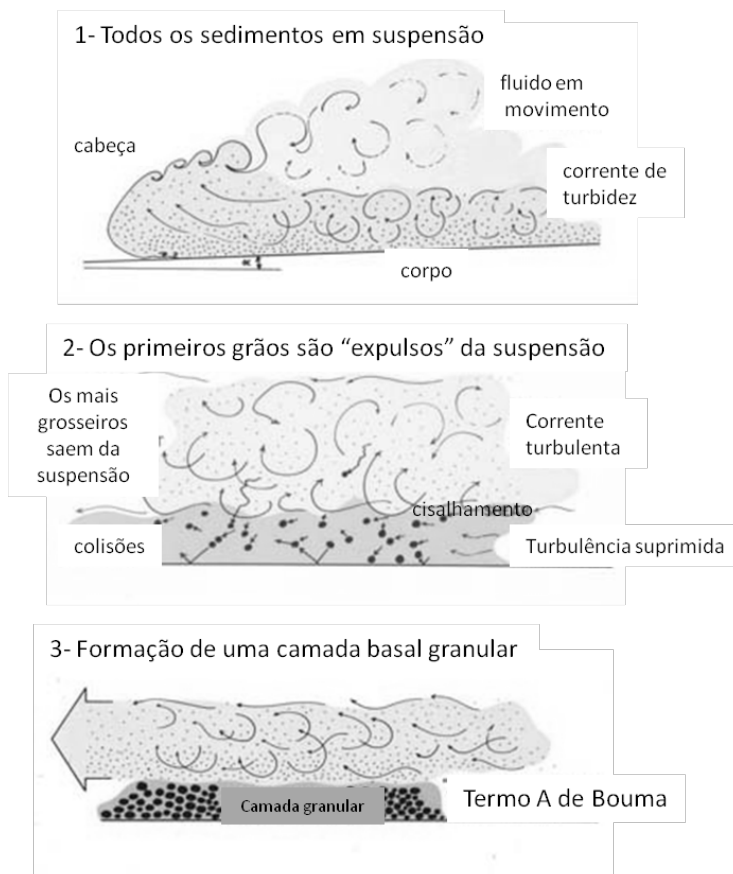


Fig. 2- Correntes de turbidez e formação de turbiditos.

No caso dos grandes rios, muita argila pode ser transportada até grandes distâncias (Reineck & Singh, 1980).

Vários movimentos de massa (derrocadas e deslizamentos semelhantes aos que ocorreram na Madeira em Fevereiro de 2010) afectam largas áreas dos fundos oceânicos e, provavelmente, são mais comuns do que os que acontecem na superfície dos continentes. Acontecem especialmente perto dos grandes deltas e nas margens continentais convergentes, em que uma grande quantidade de sedimentos se acumula rapidamente em zonas íngremes (Hamblin & Christiansen, 1998).

O deslizamento dos sedimentos ao longo das vertentes das margens continentais é provocado especialmente pela gravidade, estando, por vezes, também associado a grandes tempestades, sismos e consequentes maremotos. Forma-se uma corrente turva de grande densidade que se movimenta a alta velocidade, composta por materiais de diversas granulometrias, adquirindo um elevado poder erosivo (Fig. 2). A diminuição da velocidade acontece quando estas correntes de turbidez (porque são turvas) chegam às planícies oceânicas e abissais (profundas). Nessa altura os sedimentos transportados começam a sedimentar por ordem da sua densidade, ou seja, primeiro os mais densos e, assim, sucessivamente, de acordo com a lei de Stokes. Os depósitos de sedimentos transportados por correntes de turbidez chamam-se turbiditos.

A sequência de Bouma

A partir do estudo de turbiditos antigos, Bouma estabeleceu, em 1962, um modelo de fácies turbidítica, que ficou conhecida por *sequência de Bouma* (Fig. 3) constituída por 5 termos. Na realidade, nem sempre os 5 termos estão presentes, pois as condições de sedimentação variam de caso para caso.

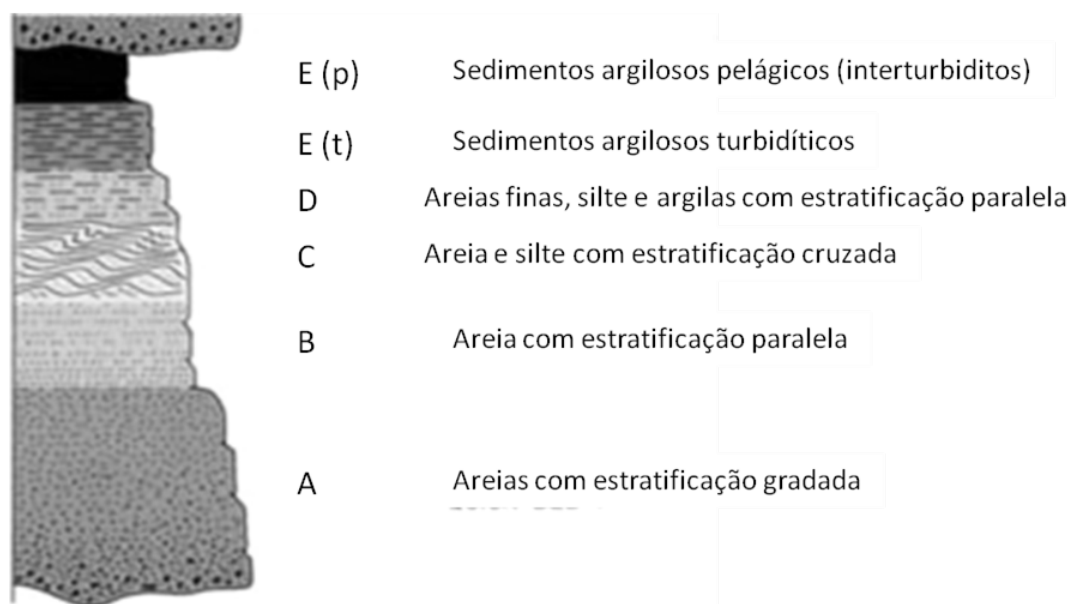


Fig. 3- Sequência de Bouma – de acordo com Arnold Bouma, 1962

De baixo para cima (Fig. 3), o primeiro termo (A) é normalmente constituído por areias depositadas por ordem da dimensão do grão- mais grosseiros em baixo, mais finos em cima - estratificação gradada. Acima deste termo, encontra-se outro distinto (B) constituído também por areias mas

dispostas em finas camadas – estratificação laminada. Seguem-se sedimentos mais finos (C) com estratificação cruzada, característica de correntes com menor velocidade. À medida que a velocidade da corrente diminui começam a sedimentar materiais ainda mais finos como as argilas - termos D e E (t) -. Assim que a corrente turbidítica deixa de se fazer sentir voltam a sedimentar, principalmente, argilas transportadas pelos rios (Ep) em regime laminar (calmo), os interturbiditos. Como as sequências completas de Bouma só são encontradas quando a espessura de sedimentos é muito grande, é preciso recorrer a diversas “pistas” para conseguir identificar os turbiditos no campo, como a existência de: camadas com estratificação gradada e laminação entrecruzada que alternam com camadas pelágicas, mais argilosas; diversas marcas, produzidas pela erosão das correntes turbidíticas sobre as camadas argilosas, na base das camadas arenosas. Essas marcas (fig. 4), que podem indicar direcção e sentido da corrente ou só a direcção, resultam por exemplo do arrastamento de calhaus ou de restos orgânicos. Outras características dos turbiditos são a existência de sequências sedimentares com grande espessura, exibindo camadas regulares e uniformes (Reineck & Singh, 1980).

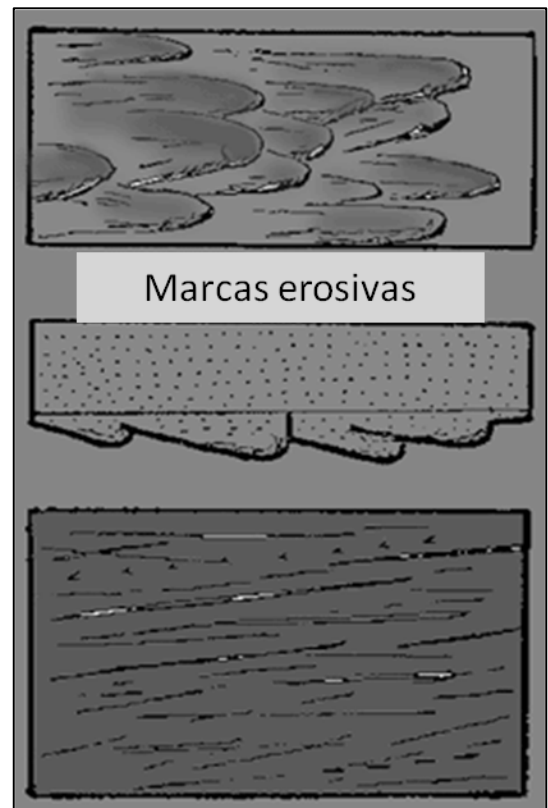


Fig. 4 –Marcas erosivas

Bibliografia consultada

Hamblin, W. & Christiansen, E. (1998). *Earth's Dynamics Systems*. Prentice Hall.

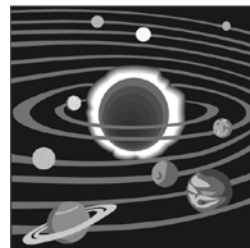
Reineck, H.; Singh, I. B. (1980). *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag.

Sedimentary Processes.

<http://www.mcz.harvard.edu/Departments/InvertPaleo/Trenton/Intro/GeologyPage/Sedimentary%20Geology/sedprocessesstructures.htm#gravity>.

Doc. III - Os modelos não são a realidade mas ajudam muito...!

Não saberíamos tão bem o que é o Sistema solar se não tivéssemos já visto e analisado o (s) seu (s) modelo (s). Também não conseguiríamos imaginar coisas muito mais pequenas como as moléculas ou a estrutura cristalina, se não tivéssemos já contactado com os seus modelos pictóricos ou tridimensionais.



Os modelos que nos auxiliam a imaginar e a compreender objectos e estruturas que estão para lá das dimensões humanas, reduzem-nos ou aumentam-nos. Há modelos físicos estáticos e há modelos dinâmicos. Os dinâmicos representam e simulam fenómenos e processos, mas tal como os outros, apenas representam uma parte dos fenómenos e processos que na realidade acontecem ou aconteceram.

Os modelos físicos dinâmicos de processos geológicos chamam-se modelos análogos porque tentam representar de forma muito semelhante os fenómenos e processos que aconteceram numa determinada região da Terra durante um determinado intervalo de tempo.

Tal como os modelos estáticos ou pictóricos, os modelos análogos baseiam-se em teorias estabelecidas e discutidas pelos cientistas ao longo da História da Humanidade. Para além de possibilitarem que qualquer pessoa compreenda fenómenos muito complexos, têm permitido que os cientistas construam as suas ideias e teorias. Para isso há a preocupação que sejam construídos à escala e utilizando materiais que têm um comportamento reológico (face à deformação) semelhante ao dos materiais terrestres. É o caso da formação de montanhas, e processos associados, como os dobramentos e a fracturação, que terão sido os primeiros a ser representados e simulados por modelação análoga, no início do séc. XIX (fig. 1).

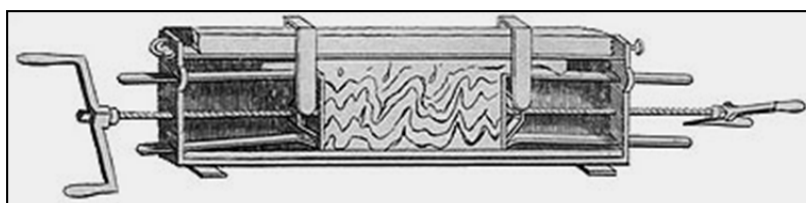


Fig.1 -Prensa de James Hall (1815) utilizando leitos de argila.

À medida que o conhecimento vai avançando e novos fenómenos e estruturas vão sendo descobertos e estudados (ex. as zonas de subducção), novos modelos e teorias são construídos para explicar os fenómenos. Hoje, a formação de montanhas é associada, principalmente (não quer dizer que não aconteça em outros contextos), à convergência de placas (tectónicas) e enquadrada pela Teoria da Tectónica de Placas.

No Paleozóico já havia tectónica de placas e a deformação de sedimentos marinhos, associada a zonas de subducção, consegue hoje, e sempre, acrescentar "bocadinhos", designados por terrenos, aos continentes já formados. Vamos tentar simular a formação de parte da Zona Sul Portuguesa e perceber que Portugal, antes de o ser, já foi bem mais pequeno.

A simulação "começa" na base do Viseano (Carbónico inferior), há 345 Ma, e "terminará" no topo do Moscoviano (Carbónico superior), há 307 Ma.

Apresentação -Caso A

Zona Sul Portuguesa: como se gerou e deformou?

Edite Bolacha, Helena M. Deus, Paulo E. Fonseca

Colaboração:
Professoras das duas turmas

Zona Sul Portuguesa: onde?

Não nos basta a localização geográfica...a Geologia não tem fronteiras...

Zona Sul Portuguesa: em Geologia não existem fronteiras políticas mas tectónicas, estruturais, petrológicas, paleontológicas...por isso se definiram zonas paleogeográficas.

Zona Sul Portuguesa: idade?

Devónico superior - Carbónico superior
≈375 – 307 Ma.

Folhas 7 e 8 da Carta Geológica 1:200 000

Zona Sul Portuguesa: que rochas, geradas como e onde?

Pelitos e arenitos deformados e metamorfizados

Fase 1 – Sedimentação (turbiditos e interturbiditos)

Margem continental actual (plataforma e talude)

Zona Sul Portuguesa: que rochas, geradas como e onde?

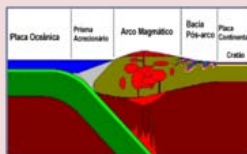
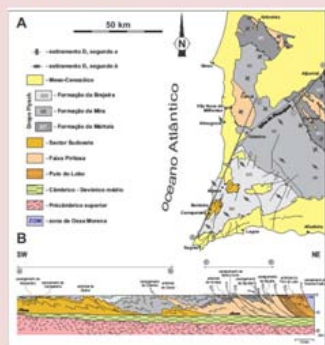
Costa Vicentina: estruturas diversas

Fase 2 (não necessariamente posterior à fase 1) - Deformação e metamorfismo

Apresentação -Caso A (cont.)

Zona Sul Portuguesa: rochas geradas e deformadas como?

O corte NE-SW

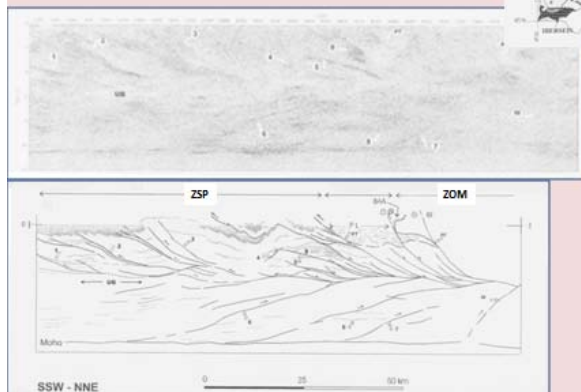


Outro dado - O Maciço de Beja é ígneo e já pertence a outra zona paleogeográfica: a Zona de Ossa-Morena, apoiando o modelo da existência de uma zona de subducção com inclinação para N.

Zona Sul Portuguesa:

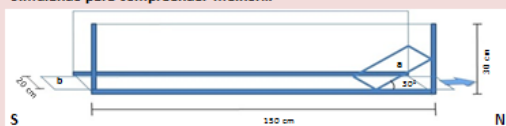
rochas geradas e deformadas como?

O Perfil sísmico IBERSEIS (e a interpretação)



Zona Sul Portuguesa: rochas geradas e deformadas como?

Simulando para compreender melhor...



a - Rampa que representa parte da cadeia de montanhas já formada.
b - Acetato que representa a parte continental (margem) da placa cuja crosta oceânica já tinha sido subductada.



No Paleozóico:
A- Cadeia já formada
B- Prisma Acrecionário (inicialmente submerso)

Áreas utilizadas - quando dispostas em camadas e sujeitas a forças, deformam-se de modo semelhante ao das rochas supracrustais.

Anexo III

**Documentos de apoio à
resolução do problema B:
ambiente transcorrente**

Aplicação didática de um modelo análogo da formação de uma bacia de desligamento para a resolução de um problema regional **(Planificação das atividades para o professor)**

Finalidade didática da atividade: Reconstituir e compreender uma parte da História Geológica de uma região com o apoio da Modelação Análoga

Problema: Como se terá gerado a bacia a Norte de Águeda (entre Telhadela e Arrancada do Vouga) e os segmentos adjacentes, na dependência da Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo?

(Pretende-se com esta aplicação, testar este modelo em ambiente formal de aprendizagem, que se insere num trabalho de investigação mais alargado).

Justificação das atividades:

A simulação da formação da bacia de *pull-apart* (vide fig. 1), situada a Norte da cidade de Águeda, através de um modelo análogo, concilia conteúdos dos Temas I e II do programa de 12º ano, de Geologia, fornecendo uma visão da História da Terra através de áreas tradicionais da Geologia, como são a Sedimentologia e a Tectónica, muitas vezes dissociadas pelos próprios geólogos. A descrição sucinta de alguns aspetos da bacia, referida por A. Gomes (2008), ilustra bem esta ideia:

No fundo da bacia do tipo pull-apart que se formou entre Telhadela e Arrancada do Vouga, ainda se conserva o enchimento pliocénico que cobria o topo da plataforma litoral antes da movimentação tectónica actuar. Actualmente, os depósitos pliocénicos que se encontram na depressão estão abatidos em cerca de 70 metros relativamente à sua posição inicial e basculhados para Leste (in resumo da Tese).

A integração das referidas Geociências fornece uma visão da História da Terra em que processos e fenómenos geológicos assim como a sua evolução, são colocados em destaque, permitindo perceber melhor as modificações do planeta ao longo do tempo, a sua dinâmica e evolução, bem como a ciclicidade e a complementaridade dos fenómenos geológicos.

A escolha de um caso da História Geológica de Portugal, neste caso, a formação de uma bacia de *pull-apart* geneticamente associada à Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (ZCPTFA), permite destacar a evolução de uma região da Terra que nos é próxima e familiar, parte do território português.

Propomos que o professor coloque o problema aos seus alunos, cabendo-lhes prosseguir com a investigação a partir de dados que podem ser recolhidos nas cartas geológicas, em textos, e em outros materiais que possam ser fornecidos ou indicados pelo professor como, por exemplo, blocos – diagramas, manuais escolares, o programa *Google Earth*® ou até o PDM (Plano Diretor Municipal) da Cidade de Águeda.

As grandes questões orientadoras da investigação em Geologia começam normalmente por: “O Quê?”, “Quando?” e “Onde?”, permitindo situar os processos no tempo e no espaço; e “Como?” e “Porquê?”, perguntas que levam à descrição e explicação dos fenómenos tendo por base teorias e modelos científicos.

Os textos fornecidos assim como a análise de cartas geológicas (e morfotectónicas) e o planeamento de um modelo análogo (com a ajuda do Doc. III), bem como uma saída de campo à região, permitirão fornecer as pistas para a resolução do problema.

De seguida, é feita uma breve descrição dos textos produzidos e entregues à professora:

Doc. I – A Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo: uma longa história geológica

O texto conta a história da ZCPTFA, inicialmente uma falha transformante, que viria a atravessar parte do território nacional continental e, cuja movimentação, no passado, terá contribuído para os distintos tipos de relevo principalmente da zona Centro litoral do país, bem como pelo condicionamento da rica e intrincada rede hidrográfica da mesma região (Gomes, 2008).

Doc. II – Origens das bacias de sedimentação

O texto explica o que são bacias de sedimentação e que fatores as condicionam, bem como a classificação dos tipos de bacias quanto à sua relação com os limites de placas.

Doc. III – Os Modelos não são a realidade mas ajudam muito...!

Pretende-se que os alunos entendam que um modelo é uma simplificação da realidade e que tem como principal função a compreensão dessa mesma realidade.

Doc. IV – Relevo e estruturas principais da região de Albergaria-a-Velha/Águeda

Este documento permite situar e identificar a bacia em estudo, bem como relacionar algumas estruturas principais com formas de relevo e depósitos sedimentares existentes na região.

Doc. V – Geologia da região de Albergaria-a-Velha/Águeda

Uma carta geológica permite conhecer as idades das várias formações litológicas existentes na região.

Com a consulta e discussão dos textos e cartas geológicas e de outros materiais didáticos, pretende-se que os alunos relacionem o relevo e a geologia da região e, especificamente, a bacia de *pull-apart* de Valongo do Vouga (Gomes, 2008), com as movimentações ocorridas na ZCPTFA ao longo dos *tempos geológicos*. Só depois disso poderão compreender a simulação da formação da bacia de *pull-apart* referida que será realizada através de um modelo análogo.

A modelação análoga é uma metodologia utilizada em Geologia que permite apoiar, contradizer ou modificar a teoria e o modelo pré-estabelecido a partir de observações a diversas escalas, em que a principal é a do afloramento, a mesoescala. Ela simula à escala fenómenos geológicos já decorridos, que deixaram apenas vestígios, como rochas (associações minerais) e estruturas a diversas escalas (falhas, dobras, foliação, etc.).

Através desta simulação, estudam-se, tendo em conta as várias limitações (espaciais, temporais e reológicas), alguns aspetos da formação de bacias reais condicionadas por movimentos predominantemente horizontais mas também com componente vertical. Nesta pretende-se relacionar as sucessivas movimentações direitas da ZCPTFA, cuja direção predominante é N-S, com a formação e deformação de bacias de *pull-apart* (vide fig. 1). A forma das bacias de *pull-apart* vai variando com o seu desenvolvimento progressivo, partindo de uma forma romboédrica (cujas faces são losangos) que vai adquirindo um aspeto cada vez mais sigmoidal à medida que a deformação evolui (Chaminé *et al.*, 2003).

No episódio simulado é colocado em destaque a reativação das falhas tardi-variscas (essencialmente normais, NNE-SSW) que cortam a ZCPTFA, e que devido ao movimento desta continuam a funcionar como falhas normais, no Cenozoico (Pliocénico-Plistocénico), permitindo a (re)abertura e reativação da bacia de *pull-apart* a norte de Águeda (Gomes, 2008).

Para além das limitações acima referidas é preciso lembrar que no modelo não estão contemplados alguns fatores que, na realidade, também influenciaram o fenómeno como: a subsidência, a erosão e sedimentação, que vão acontecendo em simultâneo com a deformação.

Para simular as rochas supracrustais (de todos os tipos) utilizam-se areias que, segundo vários autores (*e.g.* Byerlee, 1978), têm um comportamento reológico (face à deformação) semelhante àquelas.

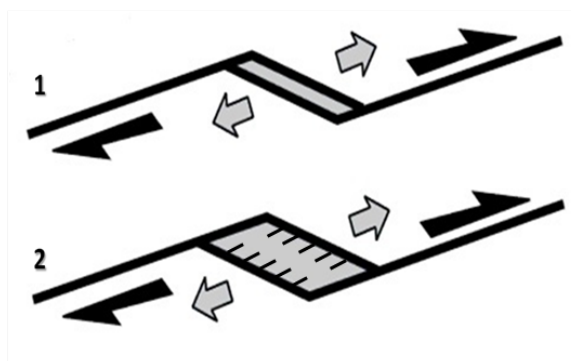


Fig. 1- Esquema simplificado da evolução de uma bacia de desligamento de *pull-apart* (adaptado de <http://www.ipgp.fr/~lacassin/WebTecto/rech/tectorecherche/IzmitWEB/IzmitFR.html>).

Conceitos importantes: sedimento, diagénese, rocha sedimentar, metamorfismo, rocha metamórfica, princípio da sobreposição, bacia de sedimentação, deformação (dúctil e frágil), falha, falha normal, falha inversa, falha desligante ou desligamento.

Como esta actividade se insere num trabalho de investigação, antes da modelação, os alunos responderão a um questionário semelhante (pré-teste) ao que será aplicado após a modelação (pós-teste).

Desde já se agradece a disponibilidade da professora envolvida para a realização e colaboração nas actividades descritas nesta planificação (vide **Anexo**).

Referências

Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615–626.

Chaminé, H. I.; Gama Pereira, L. C.; Fonseca, P.E.; Moço, L.P.; Fernandes, J. P.; Rocha, F. T.; Flores, D.; Pinto de Jesus, A.; Gomes, C.; Soares de Andrade, A. A.; Araújo, A. (2003). Tectonostratigraphy of Middle and Upper Palaeozoic black shales from Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (W Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Geobios*. 36. Pp. 649-663.

Gomes, A. (2008). Evolução Geomorfológica da Plataforma Litoral entre Espinho e Águeda. Tese de Doutoramento em Geografia Física. Departamento de Geografia. Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

Lacassin, R. & Meyer, B. (1999). Le seisme d'Izmit dans son Contexte Tectonique – IPGP.

<http://www.ipgp.fr/~lacassin/WebTecto/rech/tectorecherche/IzmitWEB/IzmitFR.html> (em 03.01.2012).

Nota: Vide também *bibliografia consultada* nos Doc. I e II.

Anexo (à planificação das atividades para o professor)

Quadro I

Atividades	Objectivos (de aprendizagem e de investigação)	Intervenientes	Datas
Análise e discussão dos Doc. I, II, III, IV e V e das Cartas Geológicas de Portugal 1:1 000 000 e 1: 500 000- folha Norte (doc. V).	<p>Compreender que materiais (e.g. rochas) estruturas e processos geológicos se modificam ao longo da história da Terra.</p> <p>Compreender que a movimentação de blocos de falhas determina a formação de relevos (bacias e montanhas).</p> <p>Identificar conceitos fundamentais para a compreensão da formação de bacias e montanhas no quadro da Teoria da Tectónica de Placas e do modelo dos Ciclos de Wilson (e.g. depósito, princípio da sobreposição, dobra, falha, desligamento, falha inversa, falha normal, metamorfismo).</p>	Professora e alunos.	<p>Antes da atividade de modelação (a combinar).</p> <p>O Doc. III deve ser fornecido aos alunos próximo da aula de modelação.</p>
	<p>Contextualizar a bacia a norte de Águeda (entre Telhadela e Arrancada do Vouga) no território português continental (espaço) e na história da Terra (tempo).</p> <p>Reconstituir a história geológica da região onde a escola se insere (obj. do programa de Geologia, 12.º ano).</p>		
Aplicação do questionário I (antes da modelação)	<p>Avaliar conhecimentos prévios dos alunos.</p>	Professora e alunos.	<p>Antes da aula de modelação e depois de os alunos terem consultado e analisado os textos e as cartas.</p>
Modelação	<p>Identificar e perceber os movimentos envolvidos na modelação do fenómeno em causa.</p> <p>Compreender a utilização de materiais análogos aos reais tendo em conta o seu comportamento reológico.</p> <p>Perceber relações causa-efeito, ou seja, relações entre movimentos e formação de estruturas.</p> <p>Observar e compreender a progressão da deformação e a relação com as estruturas formadas.</p> <p>Discutir as limitações da modelação análoga (tempo, espaço, reologia dos materiais) e fazer a extrapolação para o fenómeno real.</p>	Investigadores, Professora e alunos.	<p>21 Maio 2012</p>
Aplicação do questionário II (depois da modelação)	<p>Avaliar a influência da modelação para a compreensão da formação e deformação da bacia.</p> <p>Avaliar a evolução dos modelos conceptuais dos alunos acerca do fenómeno em causa.</p>	Professora e alunos.	<p>A seguir à atividade de modelação análoga.</p>

Doc. I

A zona de Albergaria-a-velha - Águeda consiste num sistema de falhas assimétrico com 25 km de comprimento e 5 km de largura limitado a Sul pelo rio Águeda e a NE pelo rio Caíma....

Gomes et al. (2007)

A Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo: uma longa história geológica

Introdução

O território continental português é constituído por formações geológicas de idades que vão dos 575 Ma (Neoproterozoico), de que são exemplo os gnaisses biotíticos da Foz do Douro, até à atualidade (Holocénico-Recente), de que são testemunho os sedimentos que se depositam diariamente nos rios. Para além destes extremos em idade, existem diversas formações (das diferentes Eras e Períodos) que permitem contar a história geológica do território português desde o Neoproterozoico até hoje, como facilmente se confirma consultando a Carta Geológica de Portugal à escala 1: 1 000 000.

Hoje, as explicações para a existência, no território continental português, de tanta variedade de formações litológicas, apoiam-se na Teoria da Tectónica de Placas e no Modelo dos Ciclos de Wilson.

Tuzo Wilson (Fig. 1) foi um dos autores da Teoria da Tectónica de Placas. De acordo com ideias anteriores e, apoiando – se nos exemplos atuais de limites de placas, considerou que, tal como o supercontinente Pangea, imaginado por Wegener, se fragmentou, originando os actuais continentes, o mesmo teria acontecido a outros supercontinentes que terão existido antes da Pangea. De forma cíclica, Wilson (1968) considerou que um oceano se origina por fragmentação de um continente e adelgaçamento crustal, a que se segue formação de crosta oceânica e expansão do fundo oceânico.



Fig. 1. Tuzo Wilson (1908-1993).

A partir de certa altura, as suas margens entram em subducção, fechando-o novamente e originando um novo supercontinente. Os ciclos tomaram o nome de quem os idealizou - **Ciclos de Wilson**.

De acordo com diversos geólogos portugueses e estrangeiros, o território português contém provas de, pelo menos, dois desses ciclos. Um deles terá decorrido durante o Paleozoico (542-251 Ma), enquanto o outro terá começado com a fragmentação da Pangea- início do Mesozoico, período Triásico, aos cerca de 250 Ma e, ainda não terá terminado.

A reunião de diversos dados provenientes das diferentes Geociências: Estratigrafia, Petrologia, Paleontologia, Geoquímica, Geofísica, Geomorfologia, Geologia Estrutural e Tectónica, levou os geólogos a considerar que a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (ZCPTFA) desempenhou um papel importante em ambos os ciclos, quer o do Paleozoico (ciclo Varisco) quer o do Mesozoico e Cenozoico (ciclo Alpino ou “atlântico” como é referido na Carta Geológica de Portugal na escala de 1: 1 000 000).

Localização

A ZCPTFA corta o país numa extensão de, pelo menos 300 km, entre Porto e Tomar, continuando, abaixo da cobertura Cenozoica das Bacias do Tejo e do Sado, até Ferreira do Alentejo. Apesar de, frequentemente, mencionada como uma falha, na realidade, corresponde a uma *zona de cisalhamento*, pois compreende diversas falhas que, ainda atualmente, têm alguma atividade sísmica. É, também definida como um *corredor* com orientação N-S, ou N 10° W, consoante a zona, praticamente paralelo à costa, que compreende rochas de médio a alto grau de metamorfismo e rochas graníticas associadas ao cisalhamento (definição no *glossário*).

Numa carta de relevo (geomorfológica) e em imagens do *Google Earth*® é fácil identificar um lineamento topográfico (definição no *glossário*) a separar a plataforma litoral das serras interiores, que corresponde à zona de cisalhamento, o que mostra o evidente abatimento deste conjunto de acidentes para W.

Em termos das unidades geotectónicas que constituem a Península Ibérica (Fig. 2), a ZCPTFA faz, na zona mais ocidental, a fronteira entre a Bacia Lusitânica Mesocenoica e o Maciço Ibérico (Paleozoico).

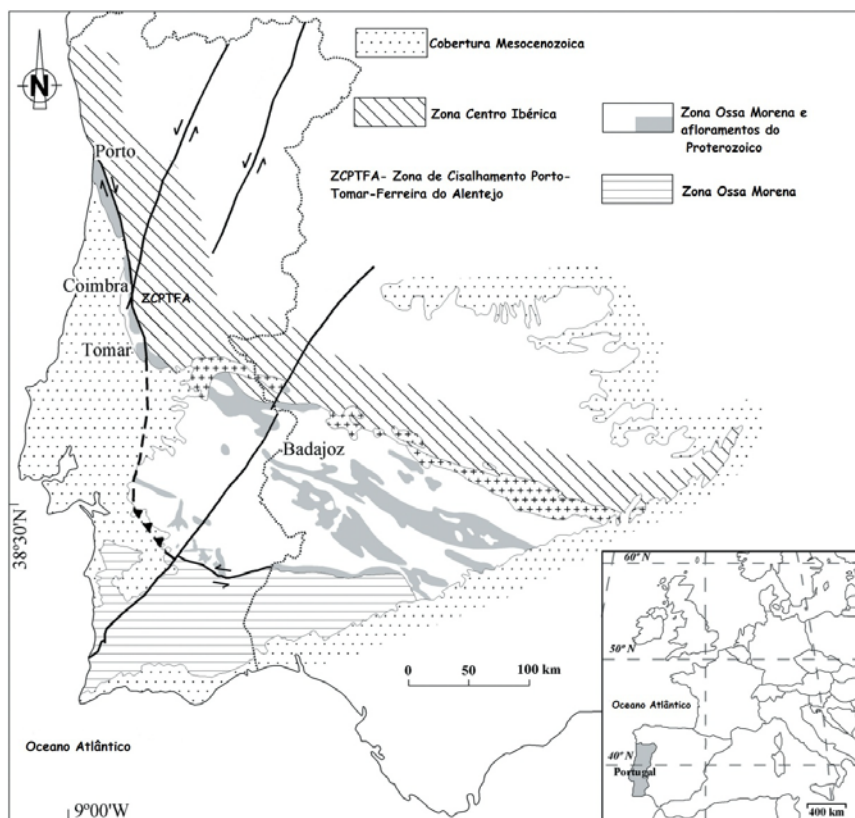


Fig. 2. Localização da ZCPTFA (adaptado de Gomes *et al.*, 2007).

O início

A ZCPTFA tem, segundo o professor António Ribeiro, ilustre geólogo português, pelo menos 500 Ma (milhões de anos). Por essa altura, seria uma falha transformante (ver definição no *glossário*), que esteve associada à abertura dos oceanos *Rheic* e *Paleotetis*, formados pelo estiramento e fraturação dos bordos do continente Gondwana. Processos semelhantes ocorreram e estão a ocorrer hoje, respetivamente, no Rifte Leste-africano (Fig. 3) e no Mar Vermelho (Fig. 4).

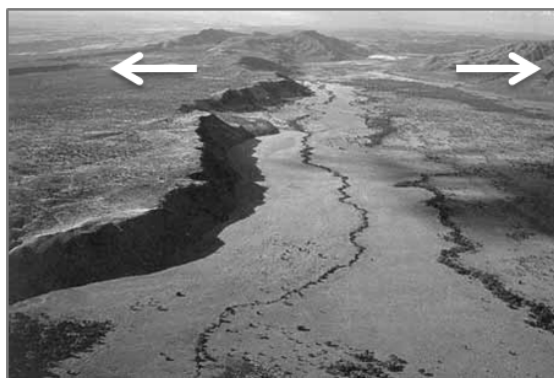


Fig. 3. Imagem de uma zona abrangida pelo Rifte Leste-africano onde é visível a depressão provocada pelo estiramento e fraturação da crosta continental.

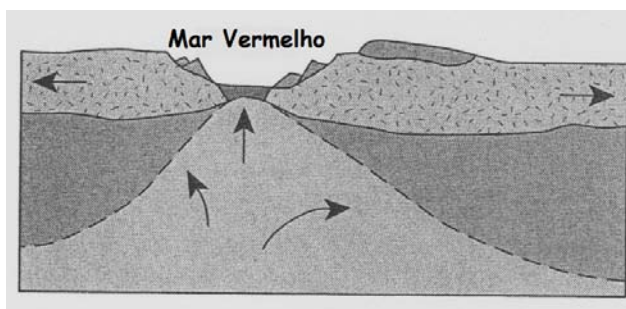
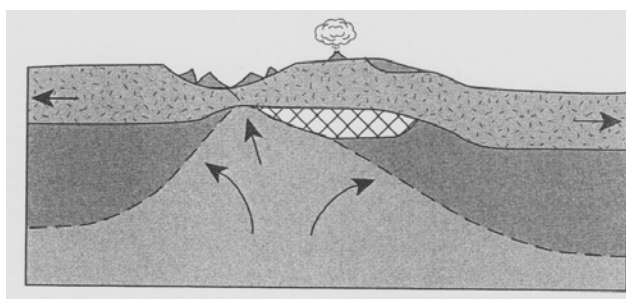


Fig. 4. Após a fraturação e estiramento da crosta continental pode haver formação de crosta oceânica e o afundamento da bacia - Mar Vermelho (adaptado de Moores e Twiss, 1995).

No Paleozoico

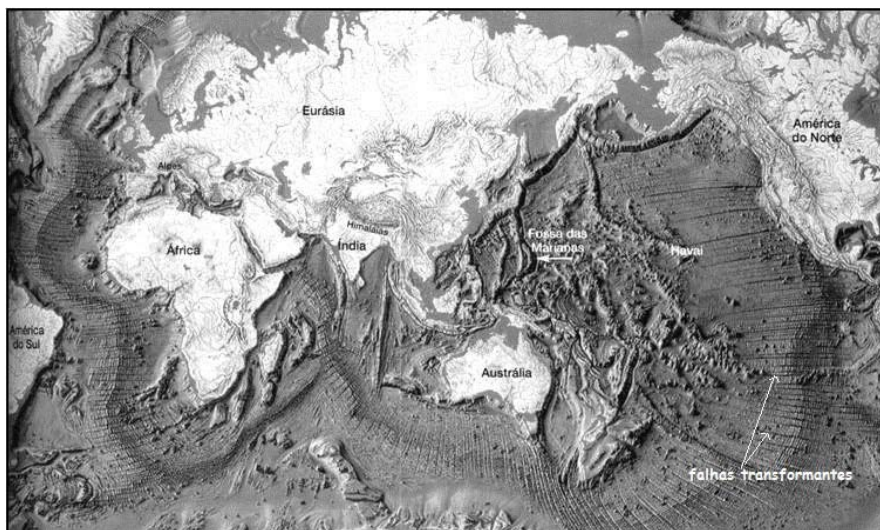
Imaginemos que o *Rheic* estaria sensivelmente na posição em que hoje se situa o Oceano Atlântico e o *Paleotetis*, na do Mar Mediterrâneo (que atualmente se encontra em processo de fecho) mas, passando a Norte da Península Ibérica (coordenadas actuais) em vez de a Sul, na situação atual.

No **Silúrico médio**, os referidos oceanos terão começado a fechar, sendo que a convergência das placas intervenientes não terá sido ortogonal, como é comum ver-se nas imagens dos livros, mas oblíqua. O movimento oblíquo das placas é vulgar numa Terra que é redonda e não plana. É por isso que as placas têm, para além de direções e sentidos de movimento diferentes, também velocidades diferentes. É que o perímetro da Terra, esse ...mantém-se constante!

Assim, uma *falha transformante* (ver definição no *glossário*), que se poderia pensar ser sensivelmente perpendicular ao eixo da Terra, como acontece com as que cortam a litosfera oceânica por baixo do Oceano Atlântico (Fig. 5), pode ter uma outra orientação, consoante a direção do movimento das placas que separa.

E como o sentido do movimento da placa vai variando ao longo do tempo, a direção das falhas transformantes também varia, tornando-as, por vezes, sinuosas.

Fig.5. Morfologia dos fundos oceânicos. Realçam-se as falhas transformantes que cortam a dorsal médio-atlântica.



Voltando à *nossa história*... os referidos oceanos (*Rheic* e *Paleotetis*), terão começado a fechar devido à subducção das *suas litosferas*. À medida que a litosfera oceânica vai entrando em subducção, a dorsal oceânica acaba também por ser subductada, fenómeno que está a acontecer em diversos pontos da zona Este do Oceano Pacífico. Por sua vez, as falhas transformantes que cortam essas dorsais podem, quando começam a sofrer subducção, passar a deslocar a litosfera continental da placa que está acima da zona de subducção. É o que parece ter acontecido com a Falha de Sto. André (Fig. 6 e 7).

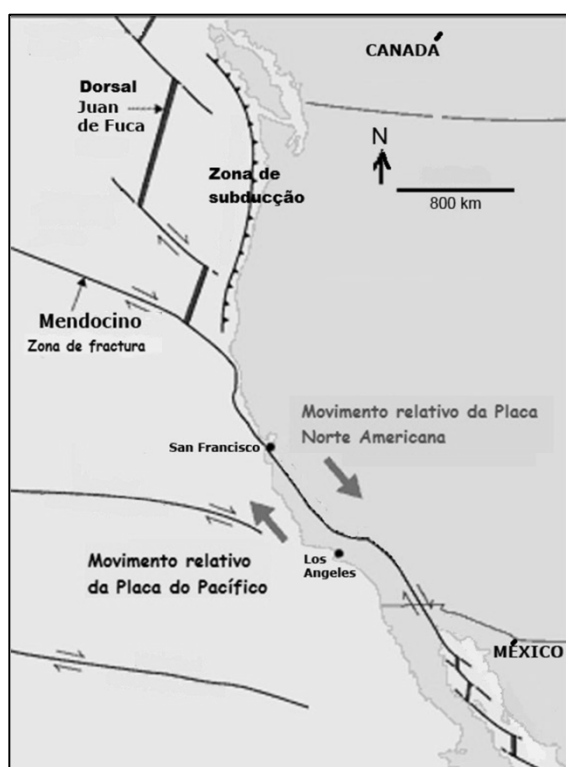


Fig. 6. Contexto tectónico da falha de Sto. André. Adaptado de <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/understanding.html>

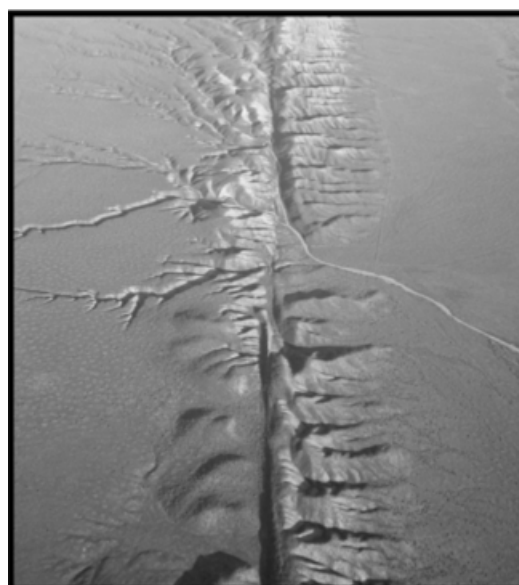


Fig. 7. MDT (Modelo digital de terreno) da Falha de Sto. André. Adaptado de <http://www.sanandreasfault.org/>

De acordo com diversas reconstituições paleogeográficas, a ZCPTFA terá tido uma história semelhante à da falha de Sto. André, mas há muitos mais milhões de anos, tendo-se tornado numa falha transformante continental, pelo menos desde o Silúrico superior até ao Devónico inferior (~420 Ma).

A falha Porto-Tomar terá feito, durante algum tempo, a ligação entre duas zonas de subducção, uma a Norte e outra a Sul. A existência de afloramentos de rochas ofiolíticas (crosta oceânica obductada) no Sul (Alentejo) e no Norte (Trás-Os-Montes) do país, apoia este modelo científico. Outros dados, que igualmente o apoiam, provêm das formações geológicas da Zona de Ossa Morena (ZOM) que existem na zona de cisalhamento. Algumas dessas formações constituem um terreno (definição no *glossário*), que terá sido transportado de Sul para Norte, percorrendo uma distância de algumas dezenas de quilómetros. Com os diversos movimentos ocorridos, formaram-se outras falhas subsidiárias da falha Porto-Tomar.

No **Devónico médio** (~390 Ma), a ZCPTFA deixou de ser um limite de placas para se tornar numa usual falha de desligamento. O movimento nestas falhas pode provocar desvios devido a heterogeneidades diversas, originando zonas mais elevadas e outras mais deprimidas – pequenas bacias (Fig. 8). O movimento direito da ZCPTFA terá originado, no Centro do país, a formação de várias bacias de sedimentação. Sobre rochas mais antigas (do Neoproterozoico) já existentes no fundo destas bacias, depositaram-se, em discordância, argilitos negros com algumas intercalações (finas camadas) de arenitos impuros (grauvaques) e calcários. Estas últimas rochas indicam que a sedimentação terá acontecido em regime marinho de baixa profundidade (vide Carta 1: 1 000 000, formação D1b), confirmando a existência, ainda, do oceano *Rheic* a Oeste da ZCPTFA.

Como a deformação foi acontecendo em simultâneo, provocada pelo movimento da ZCPTFA, as rochas sedimentares que preencheram as bacias sofreram metamorfismo, originando xistos negros, metagrauvaques e metacalcários.

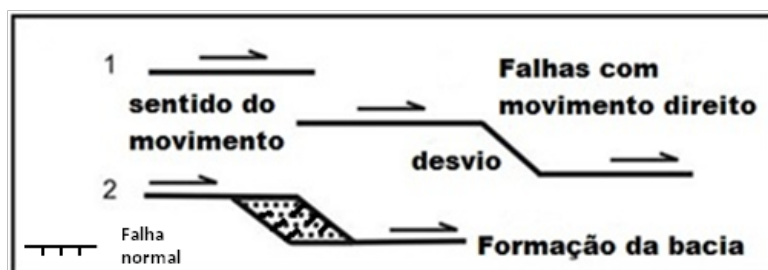


Fig.8. Esquema simplificado da formação de uma bacia de *pull-apart*.

Associadas às bacias, formaram-se outras falhas de desligamento, essencialmente direitas, e falhas normais. No entanto, o movimento ao longo da zona de cisalhamento originou ainda dobras e cavalgamentos.

No **Pérmico inferior**, a ZCPTFA deixou de ter um movimento desligante para passar a movimento inverso. Foi a altura em que, terminado o fecho do oceano *Rheic*, ocorreu a colisão oblíqua direita (como o movimento da ZCPTFA) dos continentes Avalónia (parte da Laurásia) e Gondwana. Estava formada a Pangea!

O Pérmico é um período da História da Terra que, no território português praticamente não ficou registado. A cadeia Varisca tinha-se formado, sofreu reajuste isostático (levantamento) e a erosão terá sido predominante, apagando vestígios de alguma sedimentação entretanto ocorrida.

Ao longo dos tempos geológicos, os sistemas de falhas podem assim sofrer modificações, consoante as direções das forças predominantes em cada momento. Assim, uma falha de deslizamento (ou uma zona de cisalhamento) pode sofrer períodos alternados de distensão e compressão, consoante os ajustamentos que vão acontecendo ao longo da mesma (a falha ou zona de cisalhamento).

No Mesozoico

No início do Mesozoico, no Triásico inferior, as formações do Maciço Ibérico, formadas durante a orogenia Varisca, já se encontravam bastante erodidas. A litosfera continental começou a sofrer estiramento e, nesta situação, a ZCPTFA passou a funcionar como falha normal, separando uma zona mais elevada, a Este, de uma zona mais aplanada, a Oeste (Fig. 9), mas sempre com movimentação direita.

Entretanto foram-se depositando, nas zonas deprimidas, sedimentos detríticos – predominantemente avermelhados, que vieram a formar as sequências sedimentares do Triásico. Estas sequências assentam em discordância sobre as rochas metamórficas do Paleozoico e caracterizam a fase precoce da abertura do Oceano Atlântico.

A evolução do processo de estiramento da litosfera continental terá levado ao afundamento das bacias formadas, permitindo a deposição de uma grande espessura de sedimentos marinhos (carbonatados) que, em alguns locais da Bacia Lusitânica pode ter atingido 5 000 m.

O estiramento progressivo da litosfera continental conduziu à sua rotura no Cretácico inferior com consequente formação de litosfera oceânica.

No Cenozoico

Como as placas se movem numa Terra esférica, quando se forma um novo oceano, com consequente aumento de área, tem que haver diminuição da mesma em outro local. No caso do Atlântico, a sua expansão coincide

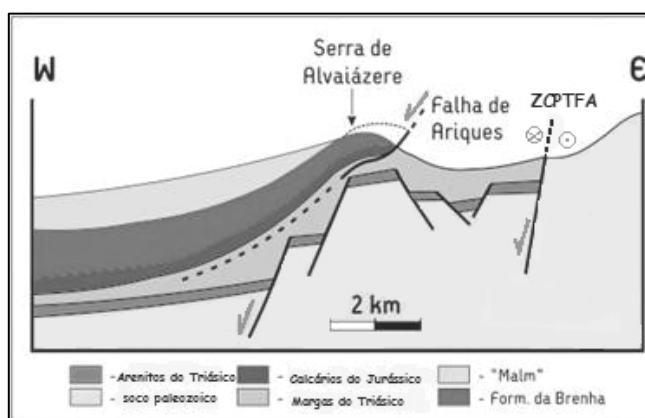


Fig. 9. Corte da Bacia Lusitânica no sector Sul-zona de Setúbal (adaptado de Kullberg, 2000).

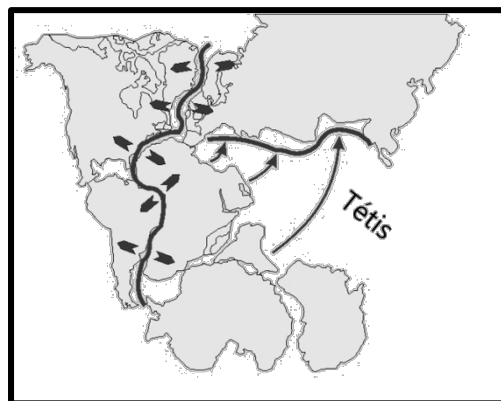


Fig. 10. Início da abertura do Atlântico e fecho do Tétis. Adaptado de Dias (...).

com a subducção da litosfera oceânica do Tétis, sendo que, no Cenozoico este mecanismo foi substituído pela subducção e colisão continentais envolvendo as placas africana, indiana e euroasiática (Fig. 10).

A convergência destas placas teve e continua a ter consequências intraplaca, reativando falhas antigas como as da ZCPTFA. A atual morfologia (forma) das bacias formadas no Paleozoico ao longo deste acidente tectónico, terá resultado do movimento de segmentos do sistema de falhas da ZCPTFA, ocorrido já durante o Cenozoico. Originalmente, as bacias teriam uma forma romboédrica com o seu eixo maior orientado na direcção N-S. Após esta nova movimentação terão ficado com uma forma sigmóide.

Todo o relevo da zona está associado à mesma movimentação. Os terraços que bordejam as bacias formaram-se com o abatimento sofrido por diversos blocos e a associada subsidência que terá permanecido em toda a zona. Esta (a subsidência) é marcada, durante o Cenozoico, pela deposição e preservação de diversos leques aluviais e pela conservação de alguns dos terraços fluviais dos rios Vouga, Caima e Águeda.

O controlo tectónico (influência da movimentação das falhas) na rede de drenagem (ver definição no *glossário*) teve também influência das barreiras litológicas como, são exemplo, os maciços quartzíticos que existem ao longo do sistema de falhas NE-SW que corta as formações paleozóicas de base. Não admira pois que os rios principais (ex. Vouga, Caima, Águeda) corram ao longo da zona de deslocamento com uma direcção principal de N-S, antes de atingirem o Oceano Atlântico.

Glossário

(Zona de) Cisalhamento

Zona de deformação estreita (poucas dezenas de quilómetros no máximo), não discreta, e predominantemente dúctil (contínua), tipicamente dominada por cisalhamento simples, tipo de deformação em que as partículas se movem descrevendo linhas estreitas (Fossen, 2010) e, em que as rochas mostram muita deformação encontrando-se por vezes completamente deformadas (como os milonitos e cataclasitos).

Falha de desligamento

As falhas de desligamento são, em geral, falhas em que o vetor de deslocamento é paralelo à direcção da falha. O movimento não tem componente vertical.

Falha e limite transformantes

Um limite de placas transformante é um tipo de limite especial que *transforma*, ou modifica, um tipo de movimento de placas em outro tipo. Por exemplo, um tipo de movimento divergente de placas pode ser *transformado*, por intermédio de uma falha transformante, em um movimento convergente de placas, se a mesma falha ligar uma dorsal oceânica e uma zona de subducção, por exemplo. Estas falhas (transformantes) que são um tipo muito especial de falha de desligamento, ligam diferentes limites de placas e permitem grandes taxas de deslocamento. Têm também a característica de cortar toda a litosfera, por serem profundas.

Lineamento topográfico

Alinhamento de origens diversas com expressão topográfica. Pode corresponder a um alinhamento de vulcões, uma cadeia de montanhas, um sistema de falhas paralelas, filões, ou qualquer estrutura geológica que se encontre espacialmente alinhada.

Rede de drenagem (ou rede hidrográfica)

Conjunto de cursos de água que comunicam entre si através da água que transportam.

Terreno

Bloco ou segmento crustal que preserva uma história geológica distinta da dos terrenos vizinhos. Pode estar separado deles por falhas.

Alguma da bibliografia consultada

- Chaminé, H. (2000). Estratigrafia e Estrutura da Faixa Metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): Implicações Geodinâmicas. Tese de Doutoramento. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.
- Dias (2010). Evolução geodinâmica de Portugal no contexto do ciclo Varisco. VIII Congresso Nacional de Geologia.
- Fossen, H. (2010). Structural Geology. Cambridge University Press. Cambridge.
- Gomes, A. (2008). Evolução Geomorfológica da Plataforma Litoral entre Espinho e Águeda. Tese de Doutoramento em Geografia Física. Departamento de Geografia. Faculdade de Letras da Universidade do Porto.
- Gomes A., Chaminé H. I., Teixeira J., Fonseca, P. E., Gama Pereira L. C., Pinto de Jesus A., Pérez Albertí A., Araújo M.A., Coelho A., Soares de Andrade A. & Rocha F. T. (2007). Late Cenozoic basin opening in relation to major strike-slip faulting along the Porto-Coimbra-Tomar fault zone (Northern Portugal) . In: *Gary Nichols et al. (Eds.), Sedimentary Processes, Environments and Basins: Peter Friend Tribute*. International Association Sedimentologists Special Publications, pp. 137-153.
- Kullberg, J. C. (2000). Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana. Tese de Doutoramento. Especialidade Geologia Estrutural. Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa.
- Kullberg, J. C.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Rey, J.; Terrinha, P.; Callapez, P.; Martins, L. (2006). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora. Évora.
- LNEG- LGM (2010). Carta Geológica de Portugal à escala 1: 1 000 000. Lisboa.
- LNEG – Léxico de Termos Geológicos. http://e-geo.ineti.pt/bds/lexico_geologico/ (12-12-2011).
- Merle, O. (1998). Emplacement Mechanisms of Nappes and Thrusts Sheets. Kluwer Academic Publishers.
- Ribeiro, A. (2006). A Evolução Geodinâmica de Portugal. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora. Évora.
- Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D.; Monteiro, J. H. (1979). Introduction à la Géologie Générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 114 p.
- Ribeiro, A.; Munhá, J.; Dias, R.; Mateus, A.; Pereira, E.; Ribeiro, L.; Fonseca, P.; Araújo, A.; Oliveira, T.; Romão, J.; Chaminé, H.; Coke, C.; Pedro, J. (2007). Geodynamics evolution of SW Europe Variscides. *Tectonics*, Vol. 26, TC6009.

Doc. II:**Origens das bacias de sedimentação**

As bacias de sedimentação são, em sentido alargado, todas as áreas deprimidas em que os sedimentos podem depositar-se e permanecer por um longo período de tempo, formando normalmente uma sucessão de estratos com uma espessura considerável.

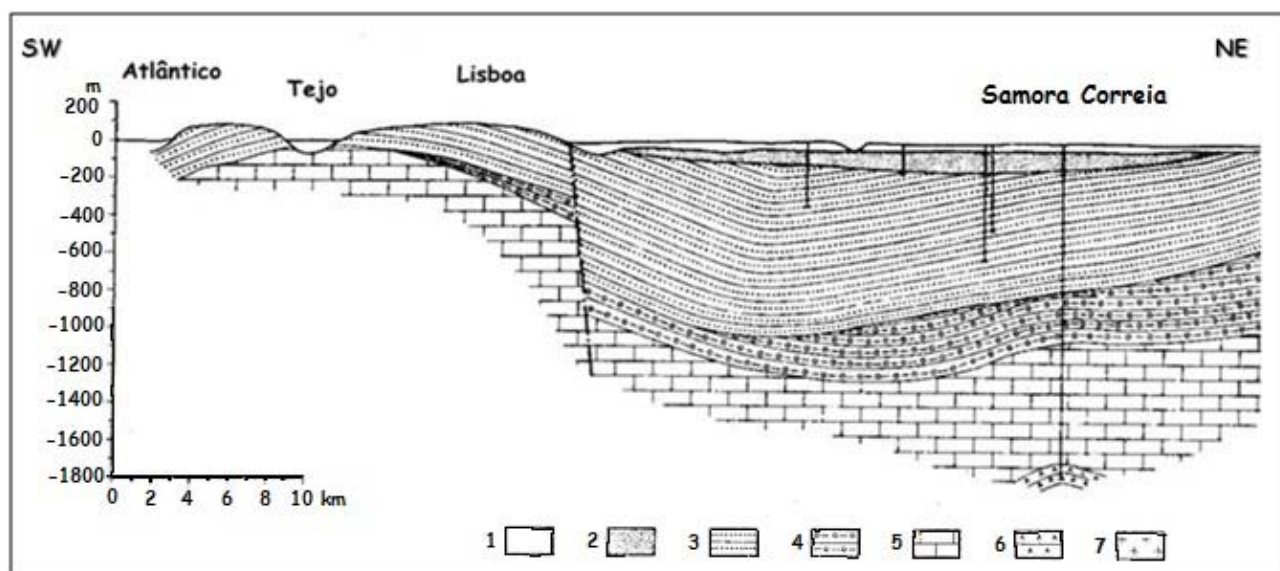
**A****B**

Fig. 1. Bacias do Tejo e Sado: A- Vista de Satélite- *Google Earth®*; B- Parte do perfil da bacia do Tejo (adaptado de Ribeiro *et al*, 1979). De 1 a 4 - Estratos sedimentares do Cenozoico. Esta bacia contém uma espessura máxima de 1400 m de sedimentos com diversas idades, desde o início do Cenozoico (há 65.5 Ma) até à atualidade.

As bacias de sedimentação distinguem-se de outras áreas deprimidas que têm longa e persistente denudação (erosão) e/ou em que os processos erosivos e os deposicionais (sedimentares) se anulam por ocorrerem com intensidades semelhantes. A deposição dos sedimentos num dado local, a não deposição ou a denudação de rochas mais antigas, são processos controlados (que dependem), principalmente, pelos movimentos tectónicos (inter e intraplacas). Não se deve pôr de parte, no entanto, todos os outros fatores que influenciam a sedimentação como, por exemplo, o relevo vizinho, o clima, os organismos que contribuem para a quantidade de sedimentos, o grau de subsidência da bacia, etc. Este último, a subsidência da bacia, que corresponde a uma descida de nível da sua base, para além de resultar do aumento da carga dos sedimentos à medida que se vão acumulando, tem igualmente influência da tectónica regional e das reologias (comportamento face à deformação) da litosfera e da astenosfera.

Tipos de bacias de acordo com critérios geológicos

Em planta, as bacias sedimentares apresentam diversas formas: podem ser aproximadamente circulares ou, mais frequentemente, alongadas. Em geral, apresentam, limites irregulares e pouco perceptíveis, como é visível, por exemplo, nas planícies aluvionais dos rios portugueses Tejo, Sado e Mondego (Fig. 2). Em altura de cheias, não se lhes reconhecem as margens. Mas, em Geologia, consideram-se também bacias as que ficaram conservadas através do seu preenchimento por sedimentos que, ao longo do tempo, terão sofrido transformações diversas (ex. diagénese, metamorfismo, deformação).

Fig. 2. Cheias no Tejo, Santarém (retirado de blog "Portas do Sol").

<http://scalabis.wordpress.com/2006/12/01/o-tejo-a-beijar-a-leziria/>).



1 - Quanto à atividade atual

Assim, de acordo com este critério- atividade atual - distinguem-se bacias sedimentares: i) **ativas**, que são as que ainda acumulam sedimentos (Fig. 1 e 2), ii) **inativas**, mas pouco deformadas e, que ainda mantêm o seu formato e preenchimento (os sedimentos que lá se depositaram) originais, e iii) **intensamente deformadas**, cujo preenchimento foi parcialmente removido por erosão, como acontece na dependência de cadeias de montanhas.

São **bacias ativas**, por exemplo, os leitos e margens de rios, as lagoas atuais, as margens dos continentes, as bacias oceânicas.

As **bacias inativas** são, por exemplo, no território continental português, as grandes **bacias marginais do Mesozoico e do Cenozoico**, formadas durante a orogenia Alpina, logo contemporâneas e posteriores à fragmentação da Pangea, como são a **Bacia Lusitânica** (a ocidente) e a **Bacia Algarvia** (a sul) (Fig. 3).

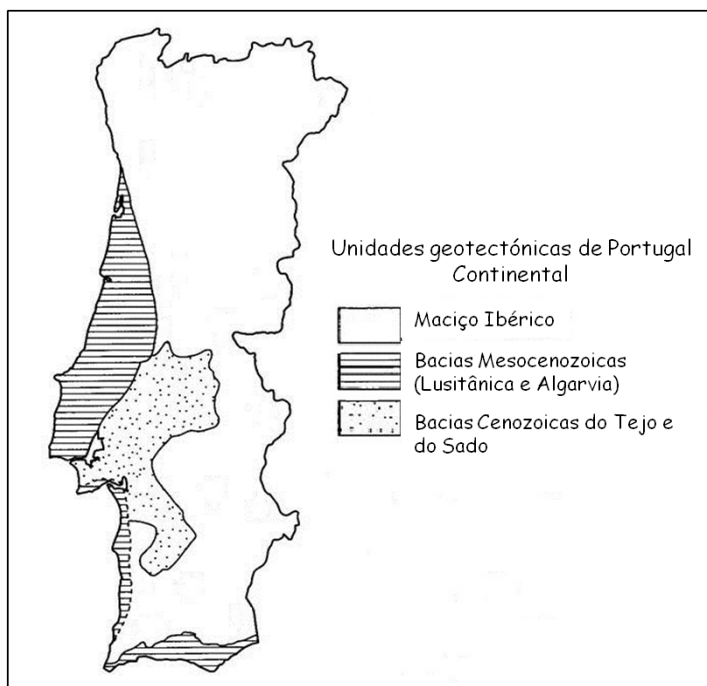


Fig. 3 - Grandes unidades geotectónicas de Portugal continental.

São exemplo de **bacias intensamente deformadas**, no território nacional, as bacias internas, ou seja, formadas no interior de cadeias de montanhas, como são os casos das bacias de Valongo, Caramulo, Buçaco

e Lousã. O seu preenchimento é constituído por sedimentos que se depositaram e deformaram durante a orogenia Varisca (durante o Paleozoico).

É também de realçar o exemplo da Zona Sul Portuguesa, que foi uma margem continental, preenchida por sedimentos deformados, ligeiramente metamorfizados e erodidos, no final do Paleozoico. Tudo isto aconteceu durante a orogenia Varisca, com o fecho dos oceanos que existiam na altura (o *Rheic* e o *Paleotetis*). Os montes alentejanos, bastante erodidos, são prova disso.

2- No contexto tectónico

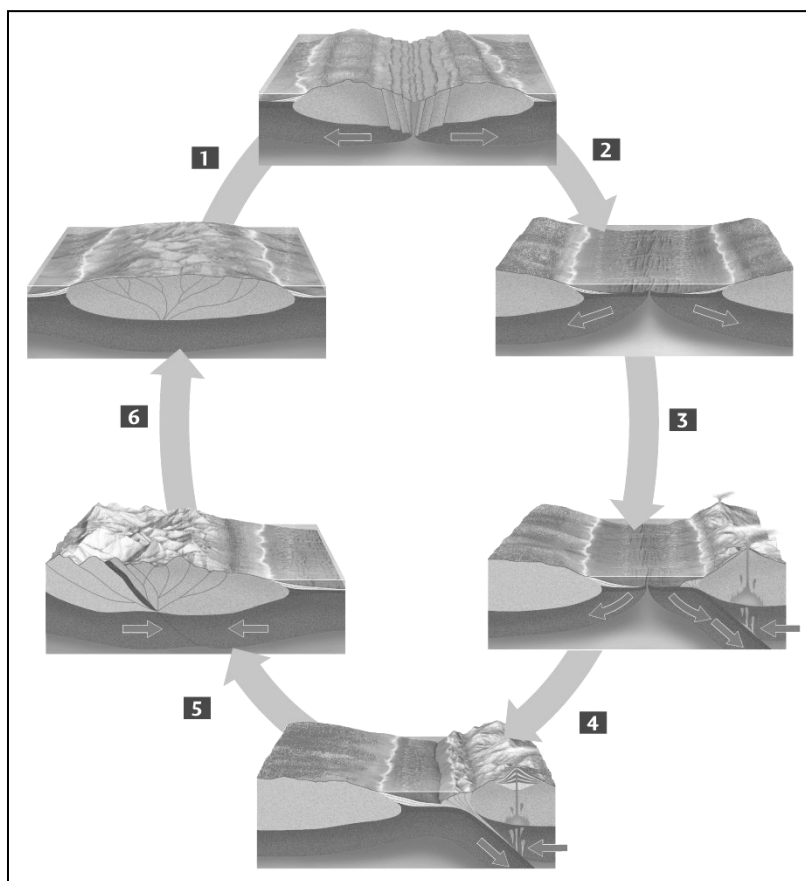
De forma muito simples e, no contexto da Teoria da Tectónica de Placas e do modelo dos Ciclos de Wilson, os oceanos abrem e fecham de modo cíclico ao longo da História da Terra (Fig. 4), mas alterando a posição, a forma, a dimensão e os limites dos continentes. Nesses ciclos incluem-se, as bacias de sedimentação. Estas vão sendo preenchidas por sedimentos que, na fase de fecho dos oceanos, são deformados e metamorfizados, passando a fazer parte de montanhas continentais.

A acumulação de sedimentos ocorre em vários ambientes e fases de cada ciclo de Wilson (Fig. 4). De forma simplificada vamos apenas abordar três desses ambientes de sedimentação.

A- Bacias associadas a divergência de placas

Neste grupo estão as bacias que se formam aquando da fragmentação de um continente, em zonas de vale de rifte, como está, hoje, a acontecer na zona do Rifte Leste-africano (fig. 4- Fase 1). A continuação da deposição depende da quantidade de sedimentos que chegam à bacia e do grau de subsidência da litosfera continental que está a sofrer estiramento crustal. Se houver evolução, haverá formação de litosfera oceânica, e formar-se-á uma nova bacia oceânica (Fig. 4- fase 2).

Fig. 4 - Ciclo de Wilson.



B- Bacias associadas a convergência de placas

Nas margens dos continentes depositam-se materiais que aí chegam como resultado da erosão continental. Mas só há elevada taxa de erosão em zonas de relevo acentuado (montanhas).

Este é o segundo caso de formação de bacias de sedimentação - as bacias marginais, situadas nas margens continentais (plataformas e taludes). Se estas margens forem ativas, ou seja, se aí existirem zonas de subducção, é possível que se formem montanhas por deformação e magmatismo (plutonismo e vulcanismo), como acontece, por exemplo, nos Andes. Nesse caso, a erosão é grande e será também elevada a taxa de sedimentação. À medida que mais sedimentos se acumulam, aumenta a subsidência da bacia por flexura da placa que está a ser subductada (Fig. 4 – fase 4 do ciclo de Wilson).

C- Bacias associadas a zonas de desligamento

Por fim, o terceiro caso diz respeito a um tipo de movimento relativo de placas, que não é nem divergente como o primeiro caso apresentado, nem convergente como o segundo caso. É do tipo desligante, como a falha de Santo André na zona Oeste dos Estados Unidos da América, mais propriamente na Califórnia. Acontece que as falhas não são completamente lineares, têm zonas curvas, cujo movimento acaba por abrir depressões, limitadas por zonas mais elevadas. E, como nas zonas elevadas predomina a erosão, os sedimentos formados acabarão por ser transportados e depositados nessas bacias, designadas por de *pull-apart*, que, por tradução significa *puxar para cada lado*. O exemplo atual do Mar Morto representa uma bacia formada por este processo, associada a uma falha transformante, que liga uma zona divergente a uma zona convergente de placas (Fig. 5).

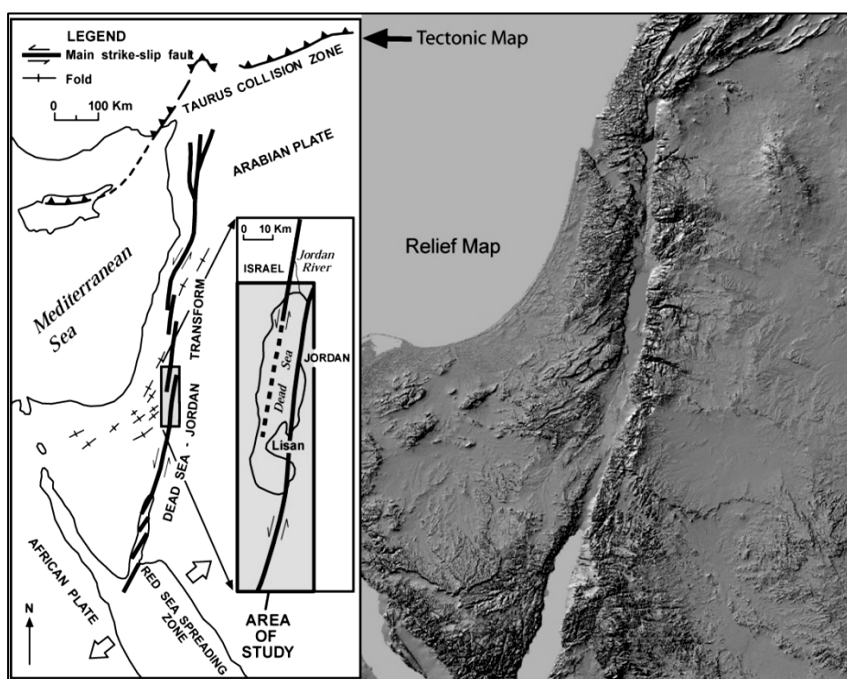


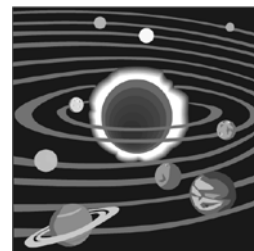
Fig. 5 – Tectónica e relevo da zona do Mar Morto. Retirado de http://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/dead_sea/tectonic.html.

Bibliografia consultada

- Einsele, G. (1992). Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediments Budgets. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. 628 p.
- Leeder, M. (1999). Sedimentology and Sedimentary Basins. From turbulence to tectonics. Blackwell Science. 592 p.
- Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D.; Monteiro, J. H. (1979). Introduction à la Géologie Générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 114 p.

Doc. III - Os modelos não são a realidade mas ajudam muito...!

Não saberíamos tão bem o que é o Sistema Solar se não tivéssemos já visto e analisado o (s) seu (s) modelo (s). Também não conseguiríamos imaginar coisas muito mais pequenas como as moléculas ou a estrutura cristalina, se não tivéssemos já contactado com os seus modelos pictóricos ou tridimensionais.



Os modelos que nos auxiliam a imaginar e a compreender objectos e estruturas que estão para lá das dimensões humanas, reduzem-nos ou aumentam-nos. Há modelos físicos estáticos e há modelos dinâmicos. Os dinâmicos representam e simulam fenómenos e processos, mas tal como os outros, apenas representam uma parte dos fenómenos e processos que na realidade acontecem ou aconteceram.

Os modelos físicos dinâmicos de processos geológicos chamam-se modelos análogos porque tentam representar de forma muito semelhante os fenómenos e processos que aconteceram numa determinada região da Terra durante um determinado intervalo de tempo.

Tal como os modelos estáticos ou pictóricos, os modelos análogos baseiam-se em teorias estabelecidas e discutidas pelos cientistas ao longo da História da Humanidade. Para além de possibilitarem que qualquer pessoa compreenda fenómenos muito complexos, têm permitido que os cientistas construam as suas ideias e teorias. Para isso há a preocupação que sejam construídos à escala e utilizando materiais que têm um comportamento reológico (face à deformação) semelhante ao dos materiais terrestres. É o caso da formação de montanhas, e processos associados, como os dobramentos e a fracturação, que terão sido os primeiros a ser representados e simulados por modelação análoga, no início do séc. XIX (fig. 1).

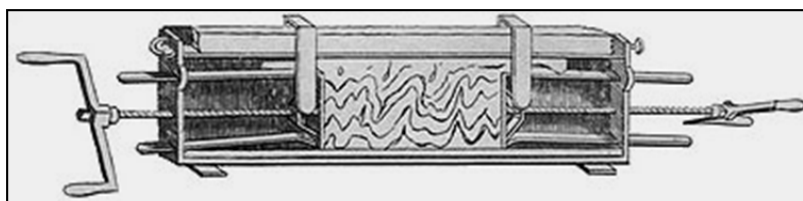


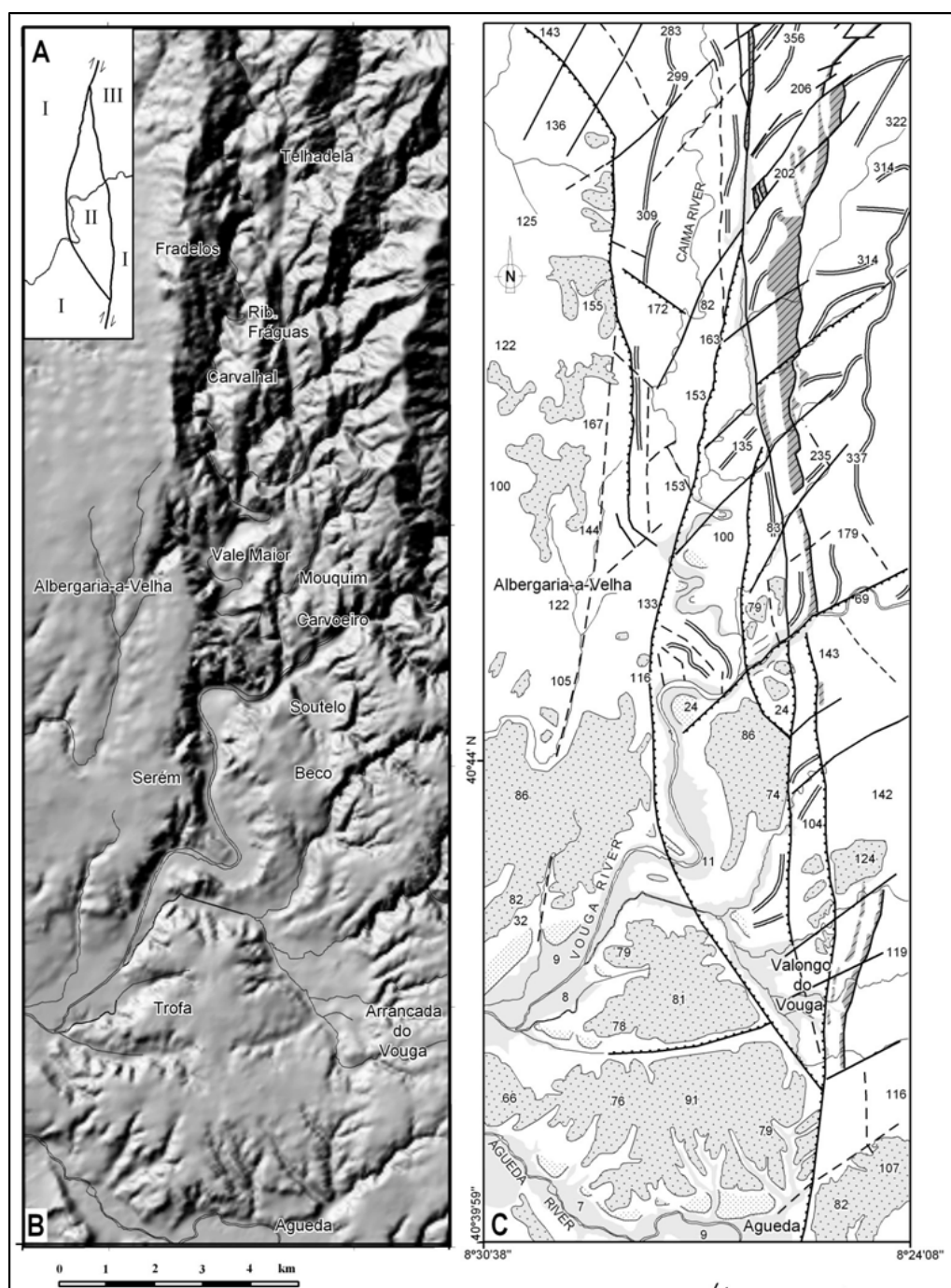
Fig.1 -Prensa de James Hall (1815) utilizando leitos de argila.

À medida que o conhecimento vai avançando e novos fenómenos e estruturas vão sendo descobertos e estudados (ex. as zonas de subducção), novos modelos e teorias são construídos para explicar os fenómenos. Hoje, a formação de montanhas é associada, principalmente (não quer dizer que não aconteça em outros contextos), à convergência de placas (tectónicas) e enquadrada pela Teoria da Tectónica de Placas.

No Paleozóico já havia Tectónica de Placas, e a deformação de sedimentos marinhos, associada a zonas de subducção, consegue hoje, e sempre, acrescentar "bocadinhos", designados por terrenos, aos continentes já formados.

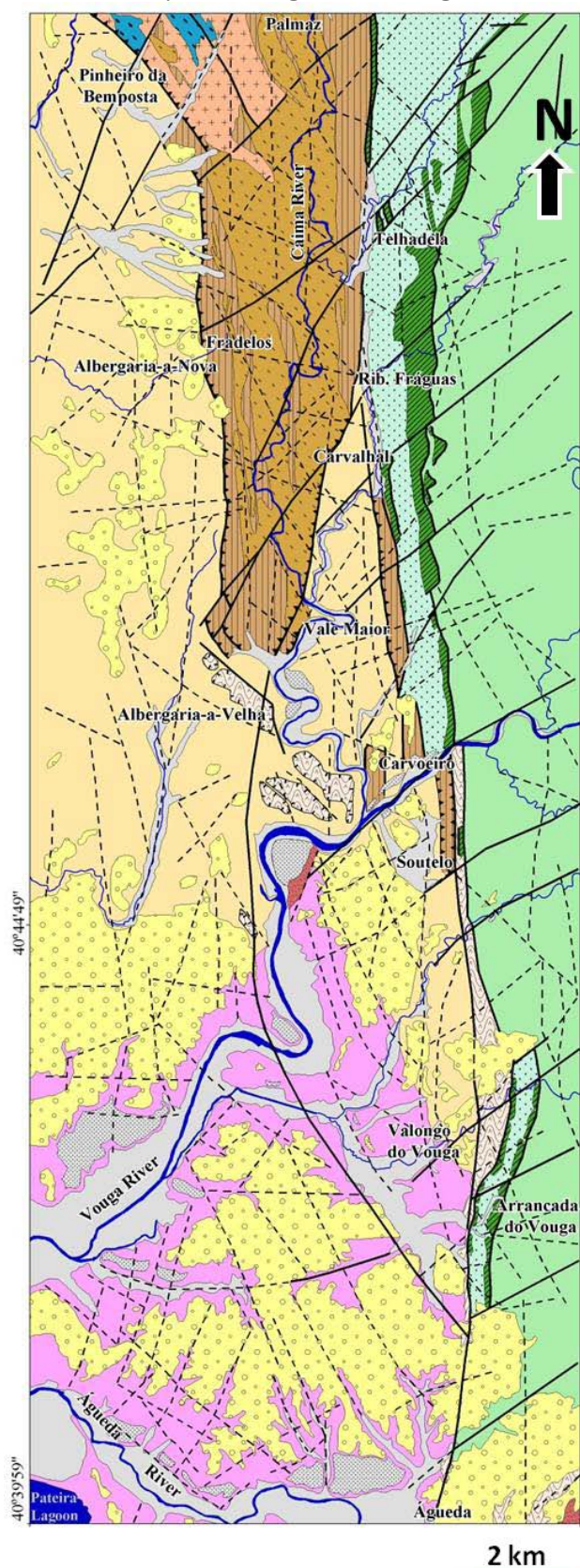
Vamos tentar simular a formação e deformação de uma zona do território continental português para compreendermos as suas características geológicas e morfológicas (relevo).










Doc IV - Relevo e estruturas principais da região de Albergaria-a-Velha/Águeda



A e B – Modelo Digital de Terreno da região de Albergaria-a-Velha/Águeda, em A: I- Plataforma litoral de Albergaria-a-Velha/Águeda, II- Bacia tectónica de Valongo do Vouga, III- Relevos marginais, C- Interpretação morfoestrutural da bacia de Valongo do Vouga (Adaptados de Gomes *et al.*, 2007).

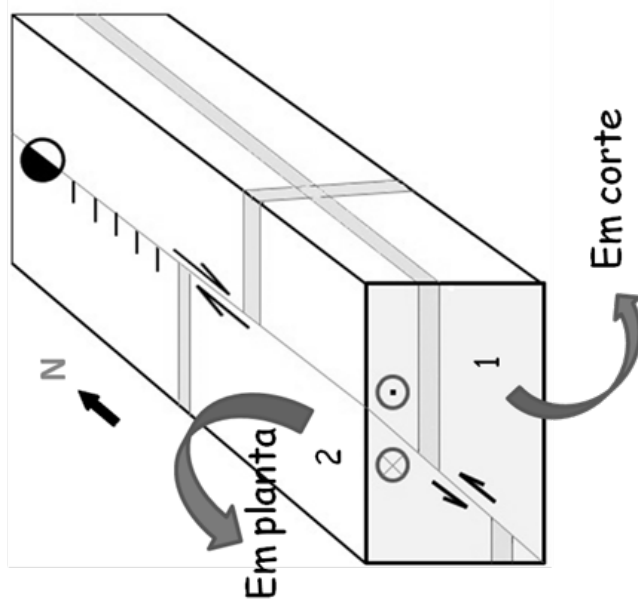
Doc V- Mapa Geológico da Região de Albergaria-a-Velha/Águeda



Símbolos	Era	Período e Época	Litologias
	Cenozoico	Quaternário Holocénico-Recente	Terraços aluviais
		Neogénico Pliocénico	Sedimentos (leques aluviais e fluviais)
	Mesozoico	Triásico	Arenitos vermelhos e conglomerados
	Paleozoico	Devónico superior-Carbónico inferior	Xistos negros, metagrau-vaques
		Câmbrico	Micaxistos, metagrau-vaques
	Proterozoico	Neoproterozoico (Pré-Câmbrico)	Filádios por vezes com granada
			Xistos e metagrau-vaques
	Falha		
	Lineamentos tectónicos por fotointerpretação		

Mapa adaptado de: Gomes *et al.* (2007)

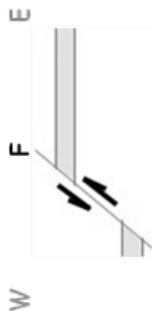
Simbologia da ZCPTFA (geométrica e cinemática)



F - falha ou zona de falha ou de cisalhamento

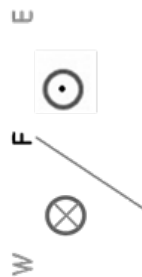
1 - Em corte:

Falha normal



Um dos blocos desce em relação ao outro bloco.

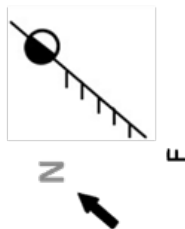
Falha de deslocamento
direito



É no bloco a Este que a ponta da flecha vem no nosso sentido.

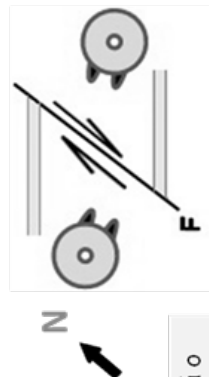
2 - Em planta:

Falha normal



O lado preto do círculo significa que esse bloco abateu.
Os risquinhos, tipo pente, representam as estrias na parede do bloco que está a abater.

Falha de deslocamento
direito



Cada mexicano vê o bloco onde está o outro mexicano a deslocar-se para a sua direita.



Apresentação –Caso B

A bacia a Norte de Águeda:



como se gerou e deformou?

Trabalho desenvolvido por Edite Bolacha
Orientação do professor Paulo E. Fonseca (FCUL)
Colaboração da professora



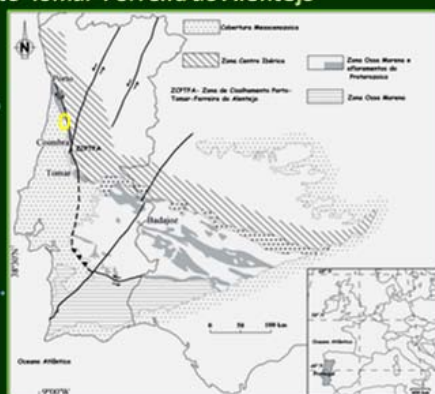
A bacia a Norte de Águeda: Onde?



Contexto geográfico e tectónico

A bacia a Norte de Águeda e a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo

Em Geologia não existem fronteiras políticas mas tectónicas, estruturais, petrológicas, paleontológicas...



A bacia a Norte de Águeda: idades das litologias

1 - Pliocénico (Cenozoico)
Depósitos de sedimentos

2 - Proterozoico superior
xistos

3 - Quaternário (Cenozoico)
Depósitos de sedimentos

4 - Triásico (Mesozoico)
Arenitos vermelhos

Idade	Formação	Período	Idade	Idade
Cenozoico	Quaternário	Quaternário	Quaternário	Quaternário
	Neógeno	Neógeno	Neógeno	Neógeno
	Paleógeno	Paleógeno	Paleógeno	Paleógeno
	Triásico	Triásico	Triásico	Triásico
Mesozoico	Triásico	Triásico	Triásico	Triásico
	Jurássico	Jurássico	Jurássico	Jurássico
	Crataceio	Crataceio	Crataceio	Crataceio
	Carbonífero	Carbonífero	Carbonífero	Carbonífero
Paleozoico	Carbonífero	Carbonífero	Carbonífero	Carbonífero
	Devónico	Devónico	Devónico	Devónico
	Silúrio	Silúrio	Silúrio	Silúrio
	Ordoviciano	Ordoviciano	Ordoviciano	Ordoviciano
Proterozoico	Proterozoico	Proterozoico	Proterozoico	Proterozoico
	Arcaico	Arcaico	Arcaico	Arcaico



A bacia a Norte de Águeda: idades das litologias



Pliocénico (Cenozoico)
Depósitos de sedimentos



Proterozoico superior
xistos



Triásico (Mesozoico)
Arenitos vermelhos



Quaternário (Cenozoico), depósitos de sedimentos

A bacia a Norte de Águeda: como se gerou e deformou (depois do Triásico)?

Dados de macroescala (do mapa ou da fotografia de satélite):

- "proximidade" da Falha Porto-Tomar...;
- forma da bacia, característica de algumas bacias de pull-part.

Ramo secundário da Falha Porto-Tomar...



Ramo principal da Falha Porto-Tomar...



Vista da Sra do Socorro para Este

Apresentação –Caso B (cont.)

A bacia a Norte de Águeda: como se gerou e deformou (depois do Triásico)?

Dados de mesoescala (afloramento):

Depósitos de margem continental (praia) do Pliocénico relacionados com a subida do bloco principal da falha Porto-Tomar...

-Inconformidades entre litologias com idades diferentes (Triásico-Quaternário), devido a erosão e/ou levantamento



Calhaus elíticos e achatados, bem calibrados.



A bacia a Norte de Águeda: como se gerou e deformou (depois do Triásico)?

Dados de mesoescala (afloramento):

-Falhas normais que afetam principalmente o Triásico;

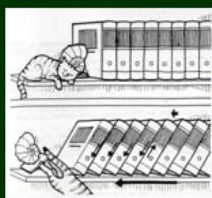
-Blocos, separados por falhas, inclinados para W.



A bacia a Norte de Águeda: como se gerou e deformou (depois do Triásico)?

Dados de mesoescala (afloramento):

-Blocos, separados por falhas, inclinados para E.



A bacia a Norte de Águeda: como se gerou e deformou (depois do Triásico)?

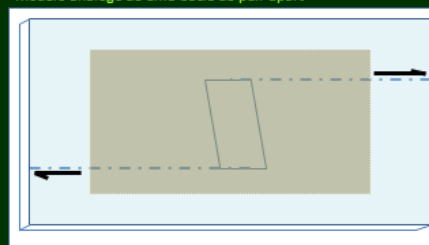
Movimentos associados à Falha Porto-Tomar...:
-desligamento direito
-extensão (falhas normais)



Bacia de pull-apart:
UM MODELO POSSÍVEL

Simulando para compreender melhor...

Modelo análogo de uma bacia de pull-apart



Legenda:

■ meia para transmitir uma deformação homogênea à multicamada de areias
- - - setores principal e secundário da falha Porto-Tomar...
■ desligamento direito

Areias utilizadas – quando dispostas em camadas e sujeitas a forças, deformam-se de modo semelhante ao das rochas supracrustais.

Anexo IV


Documentos de recolha de
dados (1)

Questionário:
ambiente convergente

Enquadramento e Organização do Questionário- versão final

Introdução

O **questionário** que se apresenta em Anexo é um instrumento de recolha de dados desenvolvido no âmbito do trabalho intitulado “**Modelos de Dinâmica da Terra aplicados à Geologia de Portugal: Relevância da Experimentação Análoga no Ensino e na Divulgação da Geologia**”, cujo problema de investigação é o seguinte:

 **Como poderá a Experimentação Análoga simular processos geológicos decorridos em determinadas unidades de espaço e de tempo (do território português)?**

Este problema de investigação engloba uma componente científica que tem como objetivo encontrar soluções para modelar fenómenos da História Geológica do território português (continental) no contexto da Tectónica de Placas. Outra componente é a didática em que, a partir das opções científicas encontradas, se testarão as versões mais simplificadas e adaptáveis a diversos contextos de aprendizagem (formal e não formal).

A modelação análoga de parte da Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro, 2006) que, agora se pretende testar do ponto de vista didático, já se encontra cientificamente fundamentada (Bolacha, 2010; Bolacha *et al.*, 2011). Pretende-se agora testar uma versão simplificada em ambientes de aprendizagem formal e não formal. Assim, do problema de investigação, acima referido, decorrem as seguintes **questões de investigação para a componente didática**:

- 1- A modelação análoga, em causa, promove a compreensão de alguns conceitos estruturantes da Geologia que, simultaneamente, caracterizam os fenómenos naturais (Dinâmica, Ciclicidade, Evolução, Tempo, Espaço, Complementaridade)?
- 2- A modelação análoga, em causa, promove a resolução de um problema específico da Geologia de Portugal?

Contexto(s) em que vai ser aplicado o questionário.

Com a aplicação deste questionário pretende-se recolher dados, cuja análise (estatística e de conteúdo consoante o tipo de questões) terá os seguintes **objetivos de investigação**:

- 1- Averiguar a influência da modelação análoga no domínio de conceitos estruturantes da Geologia.
- 2- Averiguar a influência da modelação análoga na capacidade de resolução do problema: “Como se gerou e deformou parte da Zona Sul Portuguesa?”

Para tal, o questionário será aplicado em situação de pré-teste e pós – teste, ou seja, antes e depois da atividade de modelação análoga, de modo a ser possível perceber a influência desta última nas aprendizagens e no desenvolvimento da capacidade (ou competência) de resolução do problema. A metodologia da aprendizagem, baseada na resolução de problemas (Vasconcelos, 2010 e referências citadas) e aconselhada pelos programas do Ensino Secundário (e.g. Amador & Silva, 2004, permite motivar os alunos para a abordagem do conhecimento científico numa perspetiva dinâmica e evolutiva, e consequentemente, para o desenvolvimento da sua cultura científica. Esta é não só a *posse de alguns factos e métodos da Ciência mas também o reconhecimento* do seu papel e valor (Fiolhais, 2011).

O problema em causa é científico, especificamente um problema de Geologia de Portugal, que exige a sua decomposição em diversas sub-questões, como é comum em investigação científica. A formulação das questões e as respostas envolvem conceitos estruturantes da Geologia, bem como outros muito mais específicos, para além da compreensão conceptual em que se fundamentam os modelos de acordo com teorias científicas atuais. Entende-se por conceito estruturante, toda a conceção transversal cuja construção ou reconstrução transformam a forma de pensar sobre um determinado assunto ou área disciplinar, permitindo a introdução e compreensão de novos conhecimentos (e.g. Gagliardi, 1986). Considerados também como “organizadores” do currículo, estes conceitos são apresentados como a estrutura do conhecimento essencial, necessário a uma Educação cuja principal finalidade seja o Desenvolvimento Sustentável (Pellaud *et al.*, 2007).

O enquadramento e desenvolvimento do problema serão facilitados pela pesquisa através de documentos e cartas geológicas que são fornecidos aos alunos (quer se trate de aprendizagem formal ou não formal).

Organização do questionário

O modelo de questionário aqui apresentado vai ser aplicado em contexto formal de aprendizagem, mais exatamente, em duas turmas de 12.º ano, na disciplina de Geologia, oriundas de zonas geográficas distintas. Terá duas versões, a primeira que será aplicada antes da atividade de modelação (pré-teste), a segunda que será aplicada após a atividade de modelação (pós-teste).

O questionário é constituído por três partes: a primeira que pretende caracterizar a amostra – quadro I; a segunda que se enquadra no objetivo 1 (quadro II) e a terceira que se enquadra no objetivo 2 da investigação (quadro III). Nos quadros que se seguem é possível analisar a organização do questionário.

Optou-se por um tipo de questionário misto, com questões abertas e fechadas. Os itens 4 (A, B, C e D) são constituídos por pares de afirmações com valor lógico oposto de modo a assegurar a consistência interna das respostas. Esses pares de afirmações vão ser separados e misturados aleatoriamente nas duas versões do questionário. Após análise de especialistas nas áreas da Geologia e do Ensino das Ciências, em lugar das inicialmente opções de **Sim**, **Não** e **Não sei**, optou-se pela utilização de uma escala de graduação (*rating*

scale) com cinco alternativas de resposta – **Concordo totalmente, Concordo, Não tenho opinião, Discordo e Discordo totalmente** -, de modo a obter maior quantidade de informação em cada item, para tratamento estatístico (Moreira, 2009). Acrescentaram-se igualmente algumas afirmações no item 4 (e 4 D, antes 5) de modo a aferir com maior rigor o grau de concretização de cada objetivo. Introduziram-se igualmente algumas correções.

Quadro I- Organização do questionário

	Assunto	Questões	Tipo de resposta	Está presente nas Versões		Objectivos	
				1	2		
Parte I: Caracterização da amostra	Dados biográficos	1.1.Data de nascimento	Abertas: 1.1. e 1.4.; Fechada: 1.3.	X	X	1.1. A data de nascimento permite codificar mantendo o anonimato. 1.2. , 1.3. e 1.4. Caracterização da amostra.	
		1.2.Idade __anos					
		1.3. Sexo: F, M					
		1.4. Local de Residência: Concelho e Freguesia.					
	Motivação para a frequência da disciplina de Geologia	2. Estou inscrito na disciplina de Geologia ou de Biologia e Geologia por (assinale apenas uma opção): a) Opção própria b) Dificuldade de horário c) Outra razão No caso c) indicar a razão.	Fechada	X		Caracterização da amostra quanto à motivação para a inscrição na disciplina.	
	Relação com a Experimentação (=Trabalho Experimental)	3.1. Nas disciplinas de Ciências, tenho feito trabalho Experimental: Nunca; Raramente; Às Vezes, Frequentemente	Fechada	X		Caracterização da amostra quanto à relação com o trabalho experimental.	Frequência do TE realizado.
		3.2. Relativamente ao trabalho experimental e à minha participação (pôr as “mãos na massa”): Não gosto; não gosto nem desgosto; gosto, gosto muito	Fechada	X			Gosto pelo TE.
		3.3. Quando fiz trabalho experimental, geralmente era (só uma opção): a) Apenas executado pelo professor e os alunos observavam; b) Executado pelo professor com a colaboração de alguns alunos; c) Executado pelos alunos sem orientação do professor. d) Executado pelos alunos com orientação do professor.	Fechada	X			Tipo de TE quanto à relação: participação do aluno/orientação do professor.

Quadro II- Organização do Questionário (cont.)

	Assunto	Questões	Tipo de resposta	Está presente nas Versões		Objetivos de cada questão (Gerais/específicos)	
				1	2		
Parte II: Objectivo de investigação 1	Domínio de conceitos estruturantes incluindo a relação modelo/realidade	4- A a) Há rochas que são naturalmente destruídas e transformadas noutras. b) As rochas permanecem inalteradas ao longo do tempo.	Fechada	X	X	Averiguar o domínio dos conceitos Dinâmica e Evolução da Terra	Averiguar a conceção de “transformação das rochas ao longo do tempo”- Dinâmica.
		c) As rochas formadas no fundo do mar podem agora estar no topo de uma montanha. d) Rochas que se formam no fundo do mar não podem ser naturalmente movidas para o topo de uma montanha.					Averiguar a conceção de “transformação da superfície terrestre ao longo do tempo”- Dinâmica.
		e) Cada rio corre sempre pelo mesmo vale. f) Os rios podem alterar o seu percurso ao longo do tempo.					Averiguar a conceção de “alteração de um sistema terrestre ao longo do tempo” – Evolução.
		g) A ilha da Madeira pode ter variado de extensão ao longo do tempo. h) A extensão da ilha da Madeira tem-se mantido sempre constante.					Averiguar a conceção de “alteração da dimensão de um continente ao longo do tempo”- Evolução.
		4-B i) Formaram-se e foram destruídas cadeias de montanhas, por diversas vezes, ao longo da História da Terra. j) Ao longo da História da Terra, formaram-se cadeias de montanhas uma única vez.	Fechada	X	X	Averiguar o domínio dos conceitos Ciclicidade dos Fenómenos Naturais e Tempo (Geológico).	Averiguar a conceção de “ciclo orogénico”- Ciclicidade.
		k) Portugal é, em termos históricos, um país independente há algumas centenas de anos. l) Em termos históricos, Portugal é um país independente há alguns milhões de anos.					Averiguar a conceção de “tempo de um país”, escala de tempo que é familiar (Escala de tempo curto) - Tempo.
		m) O tempo de formação de uma cadeia de montanhas é da ordem das centenas de anos. n) As cadeias de montanhas demoram milhões de anos a formar-se.					Averiguar a conceção de “tempo profundo”, escala de tempo pouco familiar (Escala de tempo longo) - Tempo.
		o) A Pangea foi o primeiro supercontinente da História da Terra. p) A junção de diversos continentes levou à formação do supercontinente Pangea.					Averiguar a conceção de “Ciclo de Wilson”- Ciclicidade.

		<p>4-C</p> <p>a) O comprimento de Portugal continental é da ordem das centenas de quilómetros.</p> <p>b) O comprimento de Portugal continental é da ordem dos milhares de quilómetros.</p>	Fechada	X	X	<p>Averiguar o domínio dos conceitos Complementaridade de de geosferas e de fenómenos geológicos e Espaço geográfico</p>	Averiguar a conceção de espaço geográfico “familiar”- Espaço .
		<p>c) Uma cadeia de montanhas pode ter menos de 10 km.</p> <p>d) As maiores cadeias de montanhas têm milhares de quilómetros.</p>					Averiguar a conceção do “espaço geográfico de uma importante estrutura geológica”- Espaço .
		<p>e) As zonas internas e externas da Terra modificam-se ao longo do tempo porque interagem.</p> <p>f) O interior e o exterior da Terra encontram-se separados e não interagem.</p>					Averiguar a conceção de que as várias geosferas se complementam – Complementaridade .
		<p>g) Para que um planeta tenha erosão não é necessário que tenha dinâmica interna.</p> <p>h) Para que exista erosão é necessário que o planeta tenha dinâmica interna.</p>					Averiguar a conceção de que os processos exógenos e endógenos são interdependentes – Complementaridade .
		<p>4-D</p> <p>i) A formação de cadeias de montanhas é um fenómeno complexo que decorre ao longo de muito tempo.</p> <p>j) A formação de cadeias de montanhas é um processo simples que acontece muito depressa.</p>	Fechada	X	X	<p>Averiguar a compreensão das relações espaço-temporal e reológica entre o modelo e a realidade.</p>	Averiguar a conceção de tempo de formação de uma cadeia de montanhas, tendo em conta a complexidade dos processos envolvidos – Simplificação .
		<p>k) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa uma região do planeta com alguns quilómetros de extensão.</p> <p>l) U modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa uma região do planeta com alguns milhares de quilómetros de extensão.</p>					Averiguar a perceção da relação espacial modelo/realidade, ou seja, da escala espacial do modelo.
		<p>m) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa fenómenos que decorrem durante milhões de anos.</p> <p>n) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa fenómenos que decorrem durante centenas de anos.</p>					Averiguar a perceção da relação temporal modelo/realidade, ou seja, da escala temporal do modelo.

		o) Os materiais usados num modelo experimental têm um comportamento, quando se deformam, exatamente igual ao das rochas terrestres. p) Os materiais que se aplicam nas experiências de modelação análoga deformam-se de modo semelhante ao das rochas terrestres.					Averiguar a perceção da relação entre os materiais análogos e os materiais terrestres quanto ao seu comportamento reológico .
--	--	--	--	--	--	--	--

Quadro III- Organização do Questionário (cont.)

	Assunto	Questões	Tipo de resposta	Está presente nas versões		Objetivos de cada questão
				1	2	
Parte III: Objetivo de investigação 2	Resolução do problema: “Como se formou e deformou (parte de) a Zona Sul Portuguesa”?	5.1. Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes como se terá formado a Zona Sul Portuguesa.	Aberta	X	X	Na versão I pretende-se averiguar o nível conceptual e cognitivo de que o aluno parte para esta “resolução de problemas”. Nas versões seguintes (II e III) pretende-se saber que nível de complexidade consegue atingir e estabelecer assim uma linha de progressão.
	Relação modelo/realidade e grau de perceção desse entendimento.	6.1. Aponta as semelhanças e as diferenças, que pensas existirem, entre o modelo e o que se terá passado no Paleozoico durante a formação da Zona Sul Portuguesa.	Aberta		X	Averiguar a compreensão da relação entre o modelo e a realidade no caso concreto bem como o seu grau de complexidade.
		6.2. Consideras que com este modelo ficaste, relativamente a este assunto: Nada Esclarecido (a), Pouco Esclarecido (a), Bastante Esclarecido (a), Muito Esclarecido (a).	Fechada			Averiguar o grau de satisfação relativamente à compreensão da realidade através do modelo.

A comparação das respostas dadas por cada aluno ao longo dos três questionários permitirá averiguar a progressão (positiva ou negativa) para as suas conceções e capacidade de resolução deste problema. Dessa progressão poderemos inferir a influência da modelação, quer nas suas conceções e capacidade de resolução deste problema quer na compreensão relativa ao papel da modelação análoga para reconstituir fenómenos e processos geológicos decorridos em unidades de espaço e tempo geológico muito latas.

A comparação entre as respostas dos dois grupos de alunos (duas turmas) residentes em zonas geográficas distintas, um deles, na zona em estudo (ZSP), permitirá inferir alguma influência: *i)* da proximidade geográfica na resolução do problema em causa; *ii)* ou ainda de outras variáveis.

Optou-se por uma linguagem simples apesar de rigorosa de modo a possibilitar que o mesmo questionário possa ser aplicado futuramente numa situação de aprendizagem semelhante em termos de conteúdos mas em ambiente não formal (divulgação científica).

Referências

- Amador, F.; Silva, M. (2004). Programa de Geologia. Curso Científico-humanístico de Ciências e Tecnologias. ME. DGIDC.
- Bolacha, E. (2010). Modelação Análoga da Zona Sul Portuguesa e Aplicações Didáticas. Seminário de Pós-Graduação II (relatório não publicado). Departamento de Geologia da FCUL. 65 p.
- Bolacha, E.; Moita de Deus, H.; Dias, R.; Fonseca, P.E. (2011). Modelação Análoga de um Episódio da Geologia de Portugal. *Modelação de Sistemas Geológicos*. Livro de homenagem ao Professor Manuel Maria Godinho. Laboratório de Radioactividade Natural da Universidade de Coimbra. Coimbra. pp. 125-140.
- Fiolhais, C. (2011). A Ciência em Portugal. Fundação Francisco Manuel dos Santos.
- Gagliardi, R. (1986). Los conceptos estructurales en la Aprendizaje por Investigacion. *Enseñanza de Las Ciencias*. 4(1), 30-35.
- Moreira, J. M. (2009). Questionários: Teoria e Prática. Edições Almedina. Coimbra.
- Pellaud, F.; Giordan, A.; Eastes, R-E. (2007). Vers de nouveaux paradigmes scolaires. <http://www.ldes.unige.ch/publi/vulg/paradigmesScolaires.pdf> (03-03-2011).
- Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D.; Monteiro, J. H. (1979). Introduction à la Géologie Générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Ribeiro, A. (2006). A Evolução Geodinâmica de Portugal. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora. Évora, 418 p.
- Vasconcelos, C. (2010). Teaching Environmental Education through PBL: Evaluation of a Teaching Intervention Program. *Research in Science Education*. DOI:10.1007/s11165-010-9192-3.



Questionário Versão 1



Centro de
Geologia



u évora
ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

Laboratório de Geologia Experimental - Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
Centro de Ciência Viva de Estremoz - Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora

Investigação apoiada pela FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia) e pelo Ministério da Educação

Maio/2011

Modelação Análoga da Formação de parte de uma Cadeia de Montanhas

Os resultados deste questionário servirão para aperfeiçoar o modelo que vais experimentar. O questionário é anónimo e confidencial e não servirá para a tua avaliação. As tuas respostas são muito importantes, independentemente do teu grau de conhecimento destes temas.

1. Dados Biográficos

1.1. Data de nascimento: ____/____/____ (DD/MM/AA)

1.2. Idade: ____ anos

Feminino

Masculino

1.3. Sexo (assinalar com um X):

☐☐

1.4. Local de residência:

Concelho: _____

Freguesia: _____

2. Motivação para a frequência da disciplina

Estou inscrito/a na disciplina de Geologia (12º ano) ou Biologia e Geologia (10º ou 11º ano) por:

(Assinalar apenas uma opção)

a) Opção própria ☐

b) Dificuldade de horário..... ☐

c) Outra razão..... ☐

No caso c) indicar a razão:

3. Relação com a Experimentação

3.1. Nas aulas das disciplinas de Ciências, foi realizado trabalho experimental (Assinalar apenas uma opção):

Nunca	Raramente	Às vezes	Frequentemente

3.2. Relativamente ao trabalho experimental e à minha participação - pôr as "mãos na massa"- (Assinalar apenas uma opção):

Não gosto	Não gosto nem desgosto	Gosto	Gosto muito

3.3.Quando foi realizado trabalho experimental nas aulas, geralmente, era (Assinalar apenas uma opção):

a) Apenas executado pelo professor e os alunos observavam.... ☐

b) Executado pelo professor com colaboração de alguns alunos ☐

c) Executado pelos alunos sem orientação do professor..... ☐

d) Executado pelos alunos com orientação do professor..... ☐

4. A propósito da Terra e dos Modelos Experimentais

A e B

(Para cada uma das afirmações seguintes, assinala com X a opção que está mais de acordo com a tua opinião).

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
i) Há rochas que são naturalmente destruídas e transformadas noutras.					
j) As rochas permanecem inalteradas ao longo do tempo.					
k) As rochas formadas no fundo do mar podem agora estar no topo de uma montanha.					
l) Rochas que se formam no fundo do mar não podem ser naturalmente movidas para o topo de uma montanha.					
m) Cada rio corre sempre pelo mesmo vale.					
n) Os rios podem alterar o seu percurso ao longo do tempo.					
o) A ilha da Madeira pode aumentar ou diminuir ao longo do tempo.					
p) A extensão da ilha da Madeira tem-se mantido sempre constante.					
q) Formaram-se e foram destruídas cadeias de montanhas, por diversas vezes, ao longo da História da Terra.					
r) Ao longo da História da Terra, formaram-se cadeias de montanhas uma única vez.					
s) Portugal é, em termos históricos, um país independente há algumas centenas de anos.					
t) Portugal é, em termos históricos, um país independente há alguns milhões de anos.					
u) As cadeias de montanhas demoram centenas de anos a formar-se.					
v) As cadeias de montanhas demoram milhões de anos a formar-se.					
w) A Pangea foi o primeiro supercontinente da História da Terra.					
x) A junção de diversos continentes levou à formação do supercontinente Pangea.					

C e D (Para cada uma das afirmações seguintes, assinala com X a opção que está mais de acordo com a tua opinião).

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
a) O comprimento de Portugal continental é da ordem das centenas de quilómetros.					
b) O comprimento de Portugal continental é da ordem dos milhares de quilómetros.					
c) Uma cadeia de montanhas pode ter menos de 10 km.					
d) As maiores cadeias de montanhas têm milhares de quilómetros.					
e) As zonas internas e externas da Terra modificam-se ao longo do tempo porque interagem.					
f) O interior e o exterior da Terra encontram-se separados e não interagem.					
g) Para que um planeta tenha erosão não é necessário que tenha dinâmica interna.					
h) Para que haja erosão é necessário que o planeta tenha dinâmica interna.					
i) A formação de cadeias de montanhas é um fenómeno complexo que decorre ao longo de muito tempo.					
j) A formação de cadeias de montanhas é um processo simples que acontece muito depressa.					
k) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa uma região do planeta com alguns quilómetros de extensão.					
l) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa uma região do planeta com alguns milhares de quilómetros de extensão.					
m) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa fenómenos que decorrem durante milhões de anos.					
n) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa fenómenos que decorrem durante centenas de anos.					

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
o) Os materiais usados num modelo experimental têm um comportamento, quando se deformam, exactamente igual ao das rochas terrestres.					
p) Os materiais que se aplicam nas experiências de modelação análoga deformam-se de modo semelhante ao das rochas terrestres.					

5. O caso da Zona Sul Portuguesa

A Zona Sul Portuguesa (ZSP), é uma zona paleogeográfica, que se formou no Paleozóico. Inclui parte do Alentejo e a Serra Algarvia, constituindo uma zona montanhosa do país, "já" arrasada em certos troços.

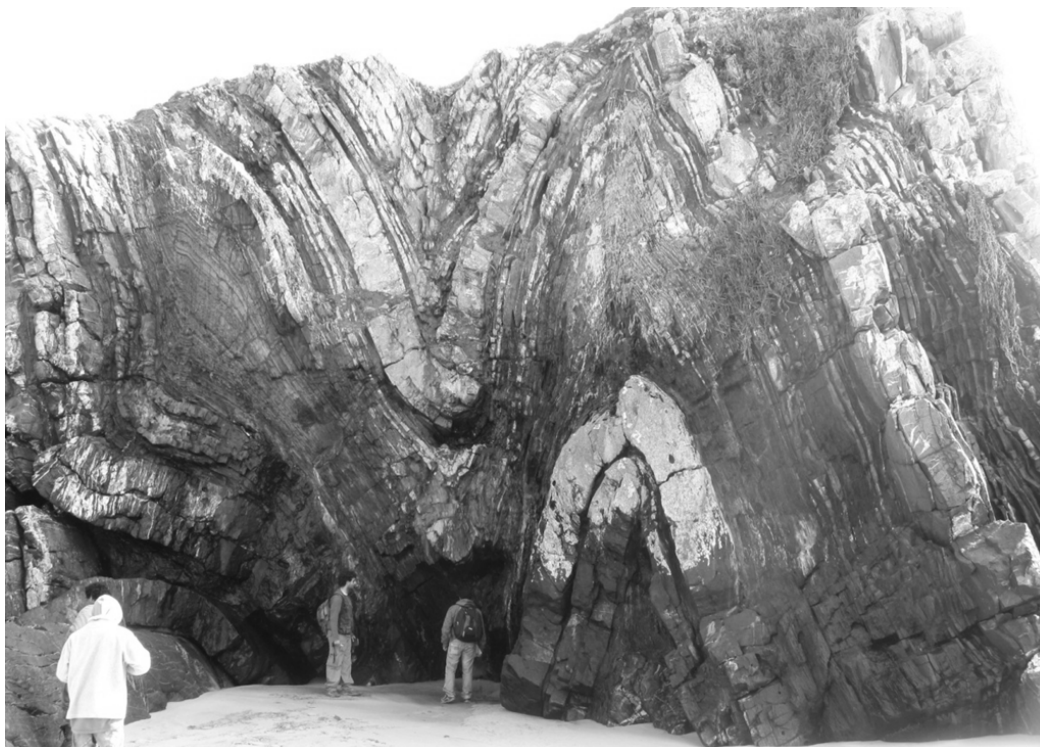
5.1. Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes nesta altura, como se terá formado a Zona Sul Portuguesa*.

*- Se nunca ouviste falar na Zona Sul Portuguesa descreve como se forma uma cadeia de montanhas numa zona de convergência de placas.

*- Para tornar mais claras as tuas ideias, podes se quiseses, para além de texto escrito, usar esquemas.

Fim do questionário.

Muito obrigado pela tua contribuição.



Questionário Versão 2



Centro de
Geologia



uó évora
ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

Laboratório de Geologia Experimental - Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
Centro de Ciência Viva de Estremoz - Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora

Investigação apoiada pela FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia) e pelo Ministério da Educação

Maio/2011

Modelação Análoga da Formação de parte de uma Cadeia de Montanhas

Os resultados deste questionário servirão para aperfeiçoar o modelo que vais experimentar. O questionário é anónimo e confidencial e não servirá para a tua avaliação. As tuas respostas são muito importantes, independentemente do teu grau de conhecimento destes temas.

2. Dados Biográficos

1.1. Data de nascimento: ____/____/____ (DD/MM/AA)

1.2. Idade: ____ anos

Feminino

Masculino

1.3. Sexo (assinalar com um X):

☐☐

1.4. Local de residência:

Concelho: _____

Freguesia: _____

4. A propósito da Terra e dos Modelos Experimentais

A e B

(Para cada uma das afirmações seguintes, assinala com X a opção que está mais de acordo com a tua opinião).

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
a) Cada rio corre sempre pelo mesmo vale.					
b) Os rios podem alterar o seu percurso ao longo do tempo.					
c) As rochas formadas no fundo do mar podem agora estar no topo de uma montanha.					
d) Rochas que se formam no fundo do mar não podem ser naturalmente movidas para o topo de uma montanha.					
e) A Pangea foi o primeiro supercontinente da História da Terra.					
f) A junção de diversos continentes levou à formação do supercontinente Pangea.					
g) A ilha da Madeira pode ter variado de extensão ao longo do tempo.					
h) A extensão da ilha da Madeira tem-se mantido sempre constante.					
i) O tempo de formação de uma cadeia de montanhas é da ordem das centenas de anos.					
j) As cadeias de montanhas demoram milhões de anos a formar-se.					
k) Há rochas que são naturalmente destruídas e transformadas noutras.					
l) As rochas permanecem inalteradas ao longo do tempo.					
m) Formaram-se e foram destruídas cadeias de montanhas, por diversas vezes, ao longo da História da Terra.					
n) Ao longo da História da Terra, formaram-se cadeias de montanhas uma única vez.					
o) Portugal é, em termos históricos, um país independente há algumas centenas de anos.					
p) Portugal é, em termos históricos, um país independente há alguns milhões de anos.					

C e D

(Para cada uma das afirmações seguintes, assinala com X a opção que está mais de acordo com a tua opinião).

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
a) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa uma região do planeta com alguns quilómetros de extensão.					
b) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa uma região do planeta com alguns milhares de quilómetros de extensão.					
c) Uma cadeia de montanhas pode ter menos de 10 km.					
d) As maiores cadeias de montanhas têm milhares de quilómetros.					
e) O comprimento de Portugal continental é da ordem das centenas de quilómetros.					
f) O comprimento de Portugal continental é da ordem dos milhares de quilómetros.					
g) A formação de cadeias de montanhas é um fenómeno complexo que decorre ao longo de muito tempo.					
h) A formação de cadeias de montanhas é um processo simples que acontece muito depressa.					
i) As zonas internas e externas da Terra modificam-se ao longo do tempo porque interagem.					
j) O interior e o exterior da Terra encontram-se separados e não interagem.					
k) Os materiais usados num modelo experimental têm um comportamento, quando se deformam, exactamente igual ao das rochas terrestres.					
l) Os materiais que se aplicam nas experiências de modelação análoga deformam-se de modo semelhante ao das rochas terrestres.					
m) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa fenómenos que decorrem durante milhões de anos.					

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
n) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa fenómenos que decorrem durante centenas de anos.					
o) Para que um planeta tenha erosão não é necessário que tenha dinâmica interna.					
p) Para que haja erosão é necessário que o planeta tenha dinâmica interna.					

5. O caso da Zona Sul Portuguesa

A Zona Sul Portuguesa (ZSP), é uma zona paleogeográfica, que se formou no Paleozoico. Inclui parte do Alentejo e a Serra Algarvia, constituindo uma zona montanhosa do país, “já” arrasada em certos troços.

5.1. Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes nesta altura, como se terá formado a Zona Sul Portuguesa*.

***- Para tornar mais claras as tuas ideias, podes se quiseses, para além de texto escrito, usar esquemas.**

6. Relação Modelo/Fenómeno simulado

6.1. Aponta **semelhanças e diferenças**, que pensas existirem, entre o modelo e o que se terá passado no Paleozoico durante a formação da Zona Sul Portuguesa*.

***- Para tornar mais claras as tuas ideias, podes se quiseses, para além de texto escrito, usar esquemas.**

6.2. Consideras que com este modelo ficaste, relativamente a este assunto - Formação da Zona Sul Portuguesa -, (assinala com um X a opção mais adequada):

Nada esclarecido (a)	Pouco esclarecido (a)	Bastante esclarecido(a)	Muito esclarecido(a)

Fim do questionário.

Muito obrigado pela tua contribuição.

Pontuações das questões 4: versões V1 e V2 do questionário aplicado nos Casos A1 e A2.

Afirmações 4 A e 4 B	Alínea na V2	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
a) Há rochas que são naturalmente destruídas e transformadas noutras.	k)	+2	+1	0	-1	-2
b) As rochas permanecem inalteradas ao longo do tempo.	l)	-2	-2	0	+1	+2
c) As rochas formadas no fundo do mar podem agora estar no topo de uma montanha.	c)	+2	+1	0	-1	-2
d) Rochas que se formam no fundo do mar não podem ser naturalmente movidas para o topo de uma montanha.	d)	-2	-1	0	+1	+2
c) Cada rio corre sempre pelo mesmo vale.	a)	-2	-1	0	+1	+2
d) Os rios podem alterar o seu percurso ao longo do tempo.	b)	+2	+1	0	-1	-2
e) A ilha da Madeira pode aumentar ou diminuir ao longo do tempo.	g)	+2	+1	0	-1	-2
f) A extensão da ilha da Madeira tem-se mantido sempre constante.	h)	-2	-1	0	+1	+2
g) Formaram-se e foram destruídas cadeias de montanhas, por diversas vezes, ao longo da História da Terra.	m)	+2	+1	0	-1	-2
h) Ao longo da História da Terra, formaram-se cadeias de montanhas uma única vez.	n)	-2	-1	0	+1	+2
i) Portugal é, em termos históricos, um país independente há algumas centenas de anos.	o)	+2	+1	0	-1	-2
j) Portugal é, em termos históricos, um país independente há alguns milhões de anos.	p)	-2	-1	0	+1	+2
k) O tempo de formação de uma cadeia de montanhas é da ordem das centenas de anos.	i)	-2	-1	0	+1	+2
l) As cadeias de montanhas demoram milhões de anos a formar-se.	j)	+2	+1	0	-1	-2
m) A Pangea foi o primeiro supercontinente da História da	e)	-2	-1	0	+1	+2

Terra.						
n) A junção de diversos continentes levou à formação do supercontinente Pangea.	f)	+2	+1	0	-1	-2

Afirmações 4C e 4D	Alínea na V2	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
a) O comprimento de Portugal continental é da ordem das centenas de quilómetros.	e)	+2	+1	0	-1	-2
b) O comprimento de Portugal continental é da ordem dos milhares de quilómetros.	f)	-2	-1	0	+1	+2
c) Uma cadeia de montanhas pode ter menos de 10 km.	c)	-2	+1	0	-1	+2
d) As maiores cadeias de montanhas têm milhares de quilómetros.	d)	+2	-1	0	+1	-2
e) As zonas internas e externas da Terra modificam-se ao longo do tempo porque interagem.	i)	+2	-1	0	+1	-2
f) O interior e o exterior da Terra encontram-se separados e não interagem.	f)	-2	+1	0	-1	+2
g) Para que um planeta tenha erosão não é necessário que tenha dinâmica interna.	p)	-2	+1	0	-1	+2
h) Para que haja erosão é necessário que o planeta tenha dinâmica interna.	q)	+2	-1	0	+1	-2
i) A formação de cadeias de montanhas é um fenómeno complexo que decorre ao longo de muito tempo.	g)	+2	+1	0	-1	-2
j) A formação de cadeias de montanhas é um processo simples que acontece muito depressa.	h)	-2	-1	0	+1	+2
k) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa uma região do planeta com alguns quilómetros de extensão.	a)	-2	+1	0	-1	+2
l) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa uma região do planeta com alguns	b)	+2	-1	0	+1	-2

milhares de quilómetros de extensão.						
m) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa fenómenos que decorrem durante milhões de anos.	n)	+2	-1	0	+1	-2
n) Um modelo experimental da formação de cadeias de montanhas representa fenómenos que decorrem durante centenas de anos.	o)	-2	+1	0	-1	+2
o) Os materiais usados num modelo experimental têm um comportamento, quando se deformam, exactamente igual ao das rochas terrestres.	l)	-2	-1	0	+1	+2
p) Os materiais que se aplicam nas experiências de modelação análoga deformam-se de modo semelhante ao das rochas terrestres.	m)	+2	+1	0	-1	-2

Anexo V


Documentos de recolha de
dados (2)

Questionário:
versão pré-validação

Enquadramento e Organização do Questionário

Introdução

O **questionário Tipo** que se apresenta em Anexo é um instrumento de recolha de dados de parte da investigação intitulada “**Modelos de Dinâmica da Terra aplicados à Geologia de Portugal: Relevância da Experimentação Análoga no Ensino e na Divulgação da Geologia**”, cujo problema de investigação é o seguinte:

 **Como poderá a Experimentação Análoga simular processos geológicos decorridos em determinadas unidades de espaço e de tempo (do território português)?**

Este problema de investigação engloba uma componente científica, que tem como objectivo encontrar soluções para modelar fenómenos da História Geológica do território português (continental) no contexto da Tectónica de Placas. Outra componente é a didáctica em que, a partir das opções científicas encontradas, se testarão as versões mais simplificadas e adaptáveis a diversos contextos de aprendizagem (formal e não formal).

A modelação análoga de parte da Zona Sul Portuguesa (Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro, 2006) que, agora se pretende testar do ponto de vista didáctico, já se encontra cientificamente fundamentada (Bolacha, 2010; Bolacha *et al.*, 2011). Pretende-se agora testar uma versão simplificada em ambientes de aprendizagem formal e não formal. Assim, do problema de investigação, acima referido, decorrem as seguintes **questões de investigação para a componente didáctica**:

- 1- A modelação análoga, em causa, promove a compreensão de conceitos estruturantes da Geologia (e.g. Tempo, Espaço, Evolução, Dinâmica, Ciclicidade, Visão Sistémica)?
- 2- A modelação análoga, em causa, promove a resolução de um problema específico da Geologia de Portugal?

Contexto(s) em que vai ser aplicado o questionário.

Com a aplicação deste questionário pretende-se recolher dados, cuja análise (estatística e de conteúdo consoante o tipo de questões) terá os seguintes **objectivos de investigação**:

- 1- Averiguar a influência da modelação em causa no domínio de conceitos estruturantes da Geologia.
- 2- Averiguar a influência da modelação análoga em causa na capacidade de resolução do problema: “Como se formou e deformou parte da Zona Sul Portuguesa?”

Para tal, o questionário será aplicado em situação de pré-teste e pós –teste, ou seja, antes e depois da actividade de modelação análoga, de modo a ser possível perceber a influência da modelação análoga nas

aprendizagens e no desenvolvimento da capacidade (ou competência) de resolução do problema. A metodologia da aprendizagem baseada na resolução de problemas (Vasconcelos, 2010; e referências citadas) e aconselhada pelos programas do Ensino Secundário (e.g. Amador & Silva, 2004) permite motivar os alunos para o conhecimento científico, e para o desenvolvimento da sua cultura científica. Esta é não só a *posse de alguns factos e métodos da Ciência mas também o reconhecimento* do seu papel e valor (Fiolhais, 2011).

O problema em causa é um problema científico, particularmente, um problema de Geologia de Portugal, que exige a sua decomposição em diversas sub-questões, como é comum em investigação científica. A formulação das questões e as respostas envolvem conceitos estruturantes da Geologia, bem como outros muito mais específicos, para além da compreensão de modelos e teorias científicas actuais. Entende-se por conceito estruturante, um conceito básico e transversal cuja construção ou reconstrução transforma a forma de pensar sobre um determinado assunto ou área disciplinar, permitindo a compreensão de novos conhecimentos (e.g. Gagliardi, 1986). Vistos também como “organizadores” do currículo, estes conceitos são apresentados como a estrutura do conhecimento essencial, necessário a uma Educação com vista ao Desenvolvimento Sustentável (Pellaud *et al.*, 2007).

O enquadramento e desenvolvimento do problema será facilitado pela pesquisa através de documentos e cartas geológicas que são fornecidos aos aprendentes (quer se trate de aprendizagem formal ou não formal). Nos casos em que se reunirem as necessárias condições, será efectuada uma saída de campo a uma parte da região em causa após a actividade de modelação. Nesse caso, será aplicada uma terceira versão do questionário após a saída.

Organização do questionário

O modelo de questionário aqui apresentado tem por fim a aplicação em contexto formal de aprendizagem, mais exactamente, em duas turmas de 12.º ano, na disciplina de Geologia, oriundas de zonas geográficas distintas. Terá 3 versões, a primeira que será aplicada antes da actividade de modelação (pré-teste), a segunda que será aplicada após a actividade de modelação (pós-teste) e a terceira, após a saída de campo a uma parte da zona em estudo (a Zona Sul Portuguesa).

O questionário é constituído por 3 partes: a primeira que pretende caracterizar a amostra –quadro I; a segunda que se enquadra no objectivo 1 (quadro II) e a terceira que se enquadra no objectivo 2 da investigação (quadro III). Nos quadros que se seguem é possível analisar a organização do questionário.

Quadro I- Organização do Questionário

	Assunto	Questões	Tipo de resposta	Está presente nas Versões			Objectivos	
				1	2	3		
Parte I: Caracterização da amostra	Dados biográficos	1.1. Iniciais do nome	Abertas: 1.1. e 1.4.; Fechada: 1.3.	X	X	Só a 1.1.	1.1. As iniciais do nome permitem codificar mantendo o anonimato. 1.2., 1.3. e 1.4. Caracterização da amostra.	
		1.2. Idade __anos						
		1.3. Sexo: F, M						
		1.4. Local de Residência: Concelho e Freguesia.						
	Motivação para a frequência da disciplina de Geologia	2. Estou inscrito na disciplina de Geologia por (assinale apenas uma opção): a) Opção própria b) Dificuldade de horário c) Outra razão	Fechada	X			Caracterização da amostra quanto à motivação para a inscrição na disciplina.	
	Relação com a Experimentação (=Trabalho Experimental)	3.1. Nas disciplinas de Ciências, tenho feito trabalho Experimental: Nunca; Raramente; Às Vezes, Frequentemente	Fechada	X			Caracterização da amostra quanto à relação com o trabalho experimental.	Frequência do TE realizado
		3.2. Relativamente ao trabalho experimental e à minha participação (pôr as “mãos na massa”): Não gosto; não gosto nem desgosto; gosto, gosto muito	Fechada	X				Gosto pelo TE
		3.3. Quando fiz trabalho experimental, geralmente era (só uma opção): a) Apenas executado pelo professor e os alunos observavam; b) Executado pelo professor com a colaboração de alguns alunos; c) Apenas executado pelos alunos; d) Executado pelos alunos com orientação do professor.	Fechada	X				Tipo de TE quanto à relação: participação do aluno/orientação do professor.

Quadro II- Organização do Questionário (cont.)

	Assunto	Questões	Tipo de resposta	Está presente nas Versões			Objectivos de cada questão (Gerais/específicos)	
				1	2	3		
Parte II: Objectivo de investigação 1	Domínio de conceitos estruturantes incluindo a relação modelo/realidade	4- A a) Há rochas que são naturalmente destruídas e transformam-se noutras. b) As rochas permanecem sempre iguais ao longo do tempo.	Fechada (Sim/Não/Não sei)	X	X	X	Averiguar o domínio dos conceitos Dinâmica e Evolução da Terra	Averiguar a concepção de “transformação das rochas ao longo do tempo”.
		c) O que já foi fundo do mar pode ser agora uma montanha. d) O fundo do mar sempre foi e será o fundo do mar.						Averiguar a concepção de “transformação da superfície terrestre ao longo do tempo”.
		e) Os rios correram sempre pelo mesmo sítio. f) Os rios podem ao longo do tempo alterar o seu percurso.						Averiguar a concepção de “alteração de um sistema terrestre ao longo do tempo”.
		4-B a) Ao longo da História da Terra, formaram-se e foram destruídas montanhas por diversas vezes. b) Ao longo da História da Terra, formaram-se montanhas uma única vez.	Fechada (Sim/Não/Não sei)	X	X	X	Averiguar o domínio dos conceitos Ciclicidade dos Fenómenos Naturais e Tempo geológico	Averiguar a concepção de “ciclo orogénico”.
		c) Portugal, como <u>país</u> , existe há algumas centenas de anos. d) Portugal, como <u>país</u> , existe há alguns milhões de anos.						Averiguar a concepção de “tempo de um país (tempo curto em Geologia)”.
		e) As montanhas levam centenas de anos a formarem-se. f) As montanhas levam milhões de anos a formarem-se.						Averiguar a concepção de “tempo profundo” (tempo longo em Geologia).
		4-C a) Portugal tem cerca de 800 km de comprimento. b) Portugal tem cerca de 8000 km de comprimento.	Fechada (Sim/Não/Não sei)	X	X	X	Averiguar o domínio dos conceitos Terra como Sistema e Espaço geográfico	Averiguar a concepção de espaço geográfico “familiar”.
		c) Uma cadeia de montanhas tem cerca de 50 km de comprimento. d) Uma cadeia de montanhas tem mais de 200 km de comprimento.						Averiguar a concepção do “espaço geográfico de uma importante estrutura geológica”.
		e) O que acontece no interior da Terra pode provocar modificações na sua superfície e vice-versa. f) O interior e o exterior da Terra encontram-se separados e não interagem.						Averiguar a concepção sistémica da Terra.

5	a) A formação de montanhas é um fenómeno complexo que decorre durante muito tempo. b) A formação de montanhas é um processo simples que acontece muito depressa.	Fechada (Sim/Não /Não sei)	X	X	X	Averiguar a compreensão da relação espaço-temporal entre o modelo e a realidade (que, por sua vez, exige a compreensão dos denominados “números grandes” das 4 dimensões).	Averiguar a concepção de tempo de formação de uma montanha.
	c) Um modelo experimental da formação de montanhas representa uma área da Terra com alguns quilómetros. d) U modelo experimental da formação de montanhas representa uma área da Terra com alguns milhares de quilómetros.						Averiguar a percepção da relação espacial modelo/realidade.
	e) Um modelo experimental da formação de montanhas representa fenómenos que decorrem durante milhares de anos. f) Um modelo experimental da formação de montanhas representa fenómenos que decorrem durante centenas de anos.						Averiguar a percepção da relação temporal modelo/realidade.

Quadro III- Organização do Questionário (cont.)

	Assunto	Questões	Tipo de resposta	Está presente nas versões			Objectivos de cada questão
				1	2	3	
Parte III: Objectivo de investigação 2	Resolução do problema: “Como se formou (parte de) a Zona Sul Portuguesa”?	6.1. Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes como se terá formado a Zona Sul Portuguesa	Aberta	X	X	X	Na versão I pretende-se averiguar o nível conceptual e cognitivo de que o aluno parte para esta “resolução de problemas”. Nas versões seguintes (II e III) pretende-se saber que nível de complexidade consegue atingir e estabelecer assim uma linha de progressão.
	Relação modelo/realidade e grau de percepção desse entendimento	7.1. Aponta as semelhanças que pensas existirem entre o modelo e o que se terá passado no Paleozóico durante a formação da Zona Sul Portuguesa.	Aberta		X	X	Averiguar a compreensão da relação entre o modelo e a realidade no caso concreto bem como o seu grau de complexidade.
		7.2. Consideras que com este modelo ficaste, relativamente a este assunto: Nada Esclarecido (a), Pouco Esclarecido (a), Bastante Esclarecido (a), Muito Esclarecido (a).	Fechada				Averiguar o grau de satisfação relativamente à compreensão da realidade através do modelo.
	Influência da saída de campo	8. Descreve em poucas palavras, ou socorrendo-te de esquemas e/ou desenhos, a viagem no Tempo e no Espaço, efectuada por algumas das estruturas sedimentares observadas em afloramentos do Paleozóico, desde que se formaram até à actualidade.	Aberta			X	Averiguar o estabelecimento de relações espaço-temporais tendo em conta o nível de complexidade do conhecimento envolvido.

A comparação entre as respostas dadas por cada aluno ao longo dos 3 questionários permitirá averiguar a progressão (positiva ou negativa) para as suas concepções e capacidade de resolução deste problema. Dessa progressão poderemos inferir a influência da modelação, bem como da saída de campo, quer nas suas concepções e capacidade de resolução deste problema quer na compreensão relativa ao papel da modelação análoga para reconstituir fenómenos e processos geológicos decorridos em unidades de espaço e tempo geológico muito largas.

A comparação entre as respostas dos dois grupos de alunos (duas turmas) permitirá inferir alguma influência: *i)* da proximidade geográfica na resolução do problema em causa; *ii)* da realização da saída de campo, na progressão dos conhecimentos e capacidade de resolução do problema; *iii)* ou ainda de outras variáveis.

Nota: Só os alunos de uma das turmas deverão ter oportunidade de realizar a saída de campo.

Referências

- Amador, F.; Silva, M. (2004). Programa de Geologia. Curso Científico-humanístico de Ciências e Tecnologias. ME. DGIDC.
- Bolacha, E. (2010). Modelação Análoga da Zona Sul Portuguesa e Aplicações Didáticas. Seminário de Pós-Graduação II (relatório não publicado). Departamento de Geologia da FCUL. 65 p.
- Bolacha, E.; Moita de Deus, H.; Dias, R.; Fonseca, P.E. (2011). Modelação Análoga de um Episódio da Geologia de Portugal. *Modelação de Sistemas Geológicos*. Livro de homenagem ao Professor Manuel Maria Godinho. Laboratório de Radioactividade Natural da Universidade de Coimbra. Coimbra. pp. 125-140.
- Fiolhais, C. (2011). A Ciência em Portugal. Fundação Francisco Manuel dos Santos.
- Gagliardi (1986). Los conceptos estructurales en la Aprendizaje por Investigacion. Enseñanza de Las Ciencias. 4(1), 30-35.
- Pellaud, F.; Giordan, A.; Eastes, R-E. (2007). Vers de nouveaux paradigmes scolaires. <http://www.ides.unige.ch/publi/vulg/paradigmesScolaires.pdf> (03-03-2011).
- Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D.; Monteiro, J. H. (1979). Introduction à la Géologie Générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Ribeiro, A. (2006). A Evolução Geodinâmica de Portugal. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.). Geologia de Portugal no contexto da Ibéria. Univ. Évora. Évora, 418 p.
- Vasconcelos, C. (2010). Teaching Environmental Education through PBL: Evaluation of a Teaching Intervention Program. Research in Science Education. DOI:10.1007/s11165-010-9192-3.



Como se constroem as Montanhas?

Questionário Tipo



Laboratório de Geologia Experimental
Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

2011

Modelação Análoga da Formação de uma Cadeia de Montanhas

Os resultados deste questionário servirão para aperfeiçoar o modelo que vais experimentar. As tuas respostas são importantes, por isso, deverás responder de acordo com o que sabes nesta altura.

O questionário é anónimo e confidencial e não servirá para a tua avaliação.

1. Dados Biográficos

1.1. Iniciais do teu nome (servem apenas como código).

1.2. Idade: _____ anos

Feminino

Masculino

1.3. Sexo (assinale com um X):

☐☐

1.4. Local de residência:

Concelho: _____

Freguesia: _____

2. Motivação para a frequência da disciplina de Geologia

Estou inscrito na disciplina de Geologia por:

(Assinala apenas uma opção)

a) Opção própria ☐

b) Dificuldade de horário ☐

c) Outra razão ☐

3. Relação com a Experimentação

3.1. Nas disciplinas de Ciências, tenho feito trabalho experimental (Assinala apenas uma opção):

Nunca	Raramente	Às vezes	Frequentemente

3.2. Relativamente ao trabalho experimental e à minha participação - pôr as "mãos na massa"- (Assinala apenas uma opção):

Não gosto	Não gosto nem desgosto	Gosto	Gosto muito

3.3.Quando fiz trabalho experimental, geralmente, era (Assinala apenas uma opção):

- a) Apenas executado pelo professor e os alunos observavam.... ☐
- b) Executado pelo professor com colaboração de alguns alunos ☐
- c) Apenas executado pelos alunos..... ☐
- d) Executado pelos alunos com orientação do professor..... ☐

4. A propósito da Terra ...

(assinala X em cada alínea, na opção que está mais de acordo com o que sabes).

A

Afirmações	Sim	Não	Não sei
a) Há rochas que são naturalmente destruídas e transformam-se noutras.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
b) As rochas permanecem sempre iguais ao longo do tempo.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
c) O que já foi fundo do mar pode ser agora uma montanha.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
d) O fundo do mar sempre foi e será o fundo do mar.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
e) Os rios correram sempre pelo mesmo sítio.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
f) Os rios podem, ao longo do tempo, alterar o seu percurso.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

B

Afirmações	Sim	Não	Não sei
a) Ao longo da História da Terra, formaram-se e foram destruídas montanhas por diversas vezes.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
b) Ao longo da História da Terra, formaram-se montanhas uma única vez.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
c) Portugal, como <u>país</u> , existe há algumas centenas de anos.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
d) Portugal, como <u>país</u> , existe há alguns milhões de anos.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
e) As montanhas levam centenas de anos a formarem-se.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
f) As montanhas levam milhões de anos a formarem-se.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

C

Afirmações	Sim	Não	Não sei
a) Portugal tem cerca de 800 quilómetros de comprimento.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
b) Portugal tem cerca de 8000 quilómetros de comprimento.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
c) Uma cadeia de montanhas tem menos de 50 quilómetros de comprimento.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
d) Uma cadeia de montanhas tem mais de 200 quilómetros de comprimento.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
e) O que acontece no interior do planeta Terra pode provocar modificações na sua superfície e vice-versa.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
f) O interior e o exterior da Terra encontram-se separados e não interagem.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

5. A propósito de Modelos Experimentais
(como o da primeira página deste questionário) ...

Afirmações	Sim	Não	Não sei
a) A formação de montanhas é um fenómeno complexo que decorre durante muito tempo.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
b) A formação de montanhas é um fenómeno simples que acontece muito depressa.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
c) Um modelo experimental da formação de montanhas representa uma área da Terra com alguns quilómetros.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
d) Um modelo experimental da formação de montanhas representa uma área da Terra com alguns milhares de quilómetros.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
e) Um modelo experimental da formação de montanhas representa fenómenos que decorrem durante milhares de anos.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
f) Um modelo experimental da formação de montanhas representa fenómenos que decorrem durante centenas de anos.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

6. O caso da Zona Sul Portuguesa

A Zona Sul Portuguesa (ZSP), é uma zona paleogeográfica, que se formou no Paleozóico. Compreende parte do Alentejo e a Serra Algarvia, constituindo uma zona montanhosa do país, em certos troços, "já" arrasada.

6.1. Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes (pouco ou muito), como se terá formado a Zona Sul Portuguesa*.

***- Se nunca ouviste falar na Zona Sul Portuguesa explica como se forma uma cadeia de montanhas numa zona de convergência de placas.**

7. Relação Modelo/Fenómeno simulado

7.1. Aponta as semelhanças que pensas existirem entre o modelo e o que se terá passado no Paleozóico durante a formação da Zona Sul Portuguesa*.

*-Para tornares mais claras as tuas ideias, podes se quiseses, para além de texto escrito, usar esquemas.

7.2. Consideras que com este modelo ficaste, relativamente a este assunto - Formação da Zona Sul Portuguesa -, (assinala com um X a opção mais adequada):

Nada esclarecido (a)	Pouco esclarecido (a)	Bastante esclarecido(a)	Muito esclarecido(a)

8. Influência da saída de campo

Descreve em poucas palavras, ou socorrendo-te de esquemas e/ou desenhos, a viagem, no **Espaço** e no **Tempo**, efectuada por estruturas sedimentares que observaste em afloramentos do Paleozóico, desde que se formaram até à actualidade^{*}.

^{*}-Para tornares mais claras as tuas ideias, podes se quiseses, para além de texto escrito, usar esquemas.

Fim do questionário.

Muito obrigado pela tua contribuição.

Anexo VI

Documentos de recolha de
dados (3)

Questionário: ambiente
transcorrente

Como se formam as bacias de sedimentação?

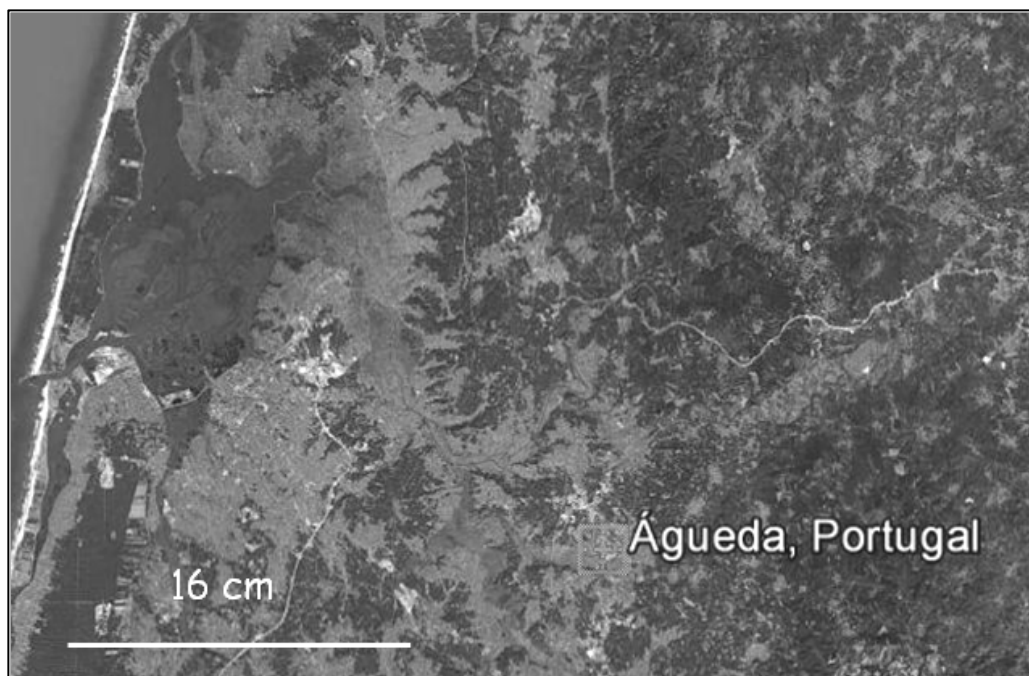


Imagem adaptada de Google Earth®

Questionário Versão 1



Centro de
Geologia



u évora
ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

Laboratório de Geologia Experimental - Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

Investigação apoiada pela FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia) e pelo Ministério da Educação

Maio/2012

Modelação Análoga da formação de uma bacia de *pull-apart*

Os resultados deste questionário servirão para aperfeiçoar o modelo que vais experimentar. O questionário é anónimo e confidencial e não servirá para a tua avaliação. As tuas respostas são muito importantes, independentemente do teu grau de conhecimento destes temas.

1. Dados Biográficos

1.1. Data de nascimento: ____/____/____ (DD/MM/AA)

1.2. Idade: ____ anos

Feminino

Masculino

1.3. Sexo (assinalar com um X):

☐☐

1.4. Local de residência:

Concelho: _____

Freguesia: _____

2. Motivação para a frequência da disciplina

Estou inscrito/a na disciplina de Geologia (12º ano) por:
(Assinalar apenas uma opção)

a) Opção própria ☐

b) Dificuldade de horário ☐

c) Outra razão ☐

No caso c) indicar a razão:

3. Relação com a Experimentação

3.1. Nas aulas das disciplinas de Ciências, foi realizado trabalho experimental (Assinalar apenas uma opção):

Nunca	Raramente	Às vezes	Frequentemente

3.2. Relativamente ao trabalho experimental e à minha participação - pôr as "mãos na massa"- (Assinalar apenas uma opção):

Não gosto	Não gosto nem desgosto	Gosto	Gosto muito

3.3.Quando foi realizado trabalho experimental nas aulas, geralmente, era... (Assinalar apenas uma opção):

- a) ...apenas executado pelo professor e os alunos observavam ☐
- b) ...executado pelo professor com colaboração de alguns alunos ☐
- c) ...executado pelos alunos sem orientação do professor ☐
- d) ...executado pelos alunos com orientação do professor ☐

4. A propósito da Terra e dos Modelos Experimentais

A e B

(Para cada uma das afirmações seguintes, assinalar com X a opção que está mais de acordo com a tua opinião).

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
a) Há rochas que são naturalmente destruídas e transformadas noutras.					
b) As rochas permanecem inalteradas ao longo do tempo.					
c) As rochas formadas no fundo do mar podem agora estar no topo de uma montanha.					
d) Rochas que se formam no fundo do mar não podem ser naturalmente movidas para o topo de uma montanha.					
e) Cada rio corre sempre pelo mesmo vale.					
f) Os rios podem alterar o seu percurso ao longo do tempo.					
g) O tamanho de uma ilha pode aumentar ou diminuir ao longo do tempo.					
h) Uma ilha permanece sempre com a mesma extensão.					
i) Formaram-se e foram destruídas cadeias de montanhas, por diversas vezes, ao longo da História da Terra.					
j) Ao longo da História da Terra, formaram-se cadeias de montanhas uma única vez.					
k) Portugal é, em termos históricos, um país independente há algumas centenas de anos.					
l) Portugal é, em termos históricos, um país independente há alguns milhões de anos.					
m) As cadeias de montanhas demoram centenas de anos a formar-se.					
n) As cadeias de montanhas demoram milhões de anos a formar-se.					
o) A Pangea foi o primeiro supercontinente da História da Terra.					
p) A junção de diversos continentes levou à formação do supercontinente Pangea.					

C e D (Para cada uma das afirmações seguintes, assinalar com X a opção que está mais de acordo com a tua opinião).

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
a) O comprimento de Portugal continental é da ordem das centenas de quilómetros.					
b) O comprimento de Portugal continental é da ordem dos milhares de quilómetros.					
c) Uma cadeia de montanhas pode ter menos de 10 km.					
d) As maiores cadeias de montanhas têm milhares de quilómetros.					
e) As zonas internas e externas da Terra modificam-se ao longo do tempo porque interagem.					
f) O interior e o exterior da Terra encontram-se separados e não interagem.					
g) Para que um planeta tenha erosão não é necessário que tenha dinâmica interna.					
h) Para que haja erosão é necessário que o planeta tenha dinâmica interna.					
i) A formação de cadeias de montanhas é um fenómeno complexo que decorre ao longo de muito tempo.					
j) A formação de cadeias de montanhas é um processo simples que acontece muito depressa e é fácil de observar.					
k) O modelo experimental da formação da bacia de sedimentação estudada representa uma região do planeta com alguns quilómetros de extensão.					
l) O modelo experimental da formação da bacia de sedimentação estudada representa uma região do planeta com alguns milhares de quilómetros de extensão.					
m) O modelo experimental da formação da bacia de sedimentação estudada representa fenómenos que decorreram durante milhões de anos.					
n) O modelo experimental da formação da bacia de sedimentação estudada representa fenómenos que decorreram durante centenas de anos.					

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
o) Os materiais usados num modelo experimental têm um comportamento, quando se deformam, exactamente igual ao das rochas terrestres.					
p) Os materiais que se aplicam num modelo experimental, deformam-se de modo semelhante ao das rochas terrestres.					

5.O caso da bacia de sedimentação localizada a Norte de Águeda

A bacia de sedimentação localizada a Norte da cidade de Águeda formou-se durante o Cenozoico.

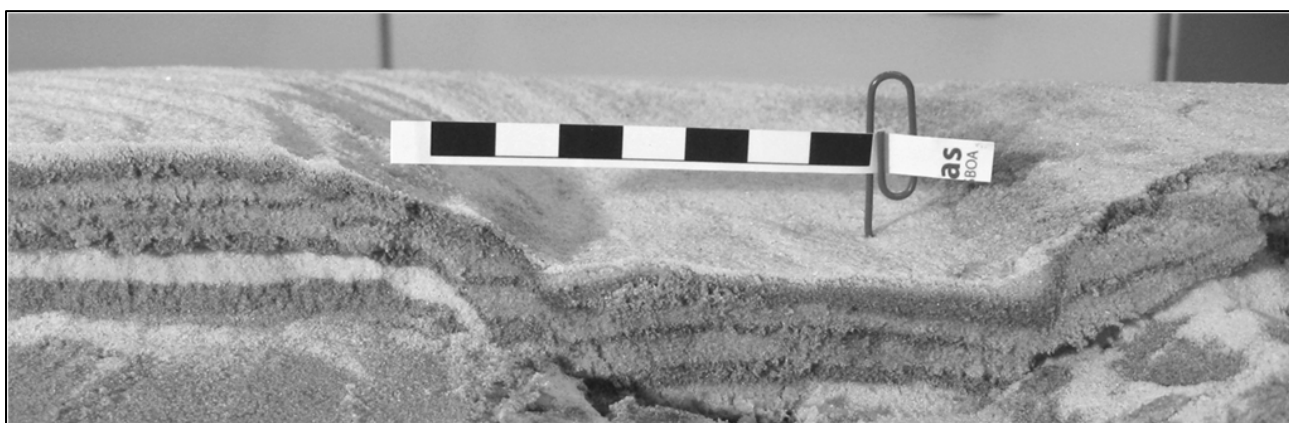
5.1.Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes nesta altura, como se terá formado a bacia de sedimentação, localizada a Norte da cidade de Águeda*.

***- Para tornar mais claras as tuas ideias, para além de texto escrito, desenha uma sequência de etapas de formação da bacia.**

Fim do questionário.

Muito obrigado pela tua contribuição.

Como se formam as bacias de sedimentação?



Questionário Versão 2



Centro de
Geologia



Laboratório de Geologia Experimental - Faculdade de Ciências
da Universidade de Lisboa

Investigação apoiada pela FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia) e pelo
Ministério da Educação

Maio/2012

Modelação Análoga da formação de uma bacia de *pull-apart*

Os resultados deste questionário servirão para aperfeiçoar o modelo que vais experimentar. O questionário é anónimo e confidencial e não servirá para a tua avaliação. As tuas respostas são muito importantes, independentemente do teu grau de conhecimento destes temas.

2. Dados Biográficos

1.1. Data de nascimento: ____/____/____ (DD/MM/AA)

1.2. Idade: ____ anos

Feminino

Masculino

1.3. Sexo (assinalar com um X):

☐☐

1.4. Local de residência:

Concelho: _____

Freguesia: _____

4. A propósito da Terra e dos Modelos Experimentais

A e B (Para cada uma das afirmações seguintes, assinalar com X a opção que está mais de acordo com a tua opinião).

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
a) Cada rio corre sempre pelo mesmo vale.					
b) Os rios podem alterar o seu percurso ao longo do tempo.					
c) As rochas formadas no fundo do mar podem agora estar no topo de uma montanha.					
d) Rochas que se formam no fundo do mar não podem ser naturalmente movidas para o topo de uma montanha.					
e) A Pangea foi o primeiro supercontinente da História da Terra.					
f) A junção de diversos continentes levou à formação do supercontinente Pangea.					
g) O tamanho de uma ilha pode aumentar ou diminuir ao longo do tempo.					
h) Uma ilha permanece sempre com a mesma extensão.					
i) O tempo de formação de uma cadeia de montanhas é da ordem das centenas de anos.					
j) As cadeias de montanhas demoram milhões de anos a formar-se.					
k) Há rochas que são naturalmente destruídas e transformadas noutras.					
l) As rochas permanecem inalteradas ao longo do tempo.					
m) Formaram-se e foram destruídas cadeias de montanhas, por diversas vezes, ao longo da História da Terra.					
n) Ao longo da História da Terra, formaram-se cadeias de montanhas uma única vez.					
o) Portugal é, em termos históricos, um país independente há algumas centenas de anos.					
p) Portugal é, em termos históricos, um país independente há alguns milhões de anos.					

C e D (Para cada uma das afirmações seguintes, assinalar com X a opção que está mais de acordo com a tua opinião).

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
a) O modelo experimental da formação da bacia de sedimentação estudada representa uma região do planeta com alguns quilómetros de extensão.					
b) O modelo experimental da formação da bacia de sedimentação estudada representa uma região do planeta com alguns milhares de quilómetros de extensão.					
c) Uma cadeia de montanhas pode ter menos de 10 km.					
d) As maiores cadeias de montanhas têm milhares de quilómetros.					
e) O comprimento de Portugal continental é da ordem das centenas de quilómetros.					
f) O comprimento de Portugal continental é da ordem dos milhares de quilómetros.					
g) A formação de cadeias de montanhas é um fenómeno complexo que decorre ao longo de muito tempo.					
h) A formação de cadeias de montanhas é um processo simples que acontece muito depressa.					
i) As zonas internas e externas da Terra modificam-se ao longo do tempo porque interagem.					
j) O interior e o exterior da Terra encontram-se separados e não interagem.					
k) Os materiais usados num modelo experimental têm um comportamento, quando se deformam, exatamente igual ao das rochas terrestres.					
l) Os materiais que se aplicam nas experiências de modelação análoga deformam-se de modo semelhante ao das rochas terrestres.					
m) O modelo experimental da formação da bacia de sedimentação estudada representa fenómenos que decorreram durante milhões de anos.					

Afirmações	Concordo totalmente	Concordo	Não tenho opinião	Discordo	Discordo totalmente
n) O modelo experimental da formação da bacia de sedimentação estudada representa fenómenos que decorreram durante centenas de anos.					
o) Para que um planeta tenha erosão não é necessário que tenha dinâmica interna.					
p) Para que haja erosão é necessário que o planeta tenha dinâmica interna.					

5.O caso da bacia de sedimentação localizada a Norte de Águeda

A bacia de sedimentação localizada a Norte da cidade de Águeda formou-se durante o Cenozoico.

5.1.Descreve em poucas linhas, de acordo com o que sabes nesta altura, como se terá formado a bacia de sedimentação, localizada a Norte da cidade de Águeda*.

***- Para tornar mais claras as tuas ideias, para além de texto escrito, desenha uma sequência de etapas de formação da bacia.**

6. Relação Modelo/Fenómeno simulado

6.1. Aponta **semelhanças e diferenças**, que pensas existirem, entre o modelo e o que se terá passado no Cenozoico durante a formação da bacia de Valongo do Vouga, localizada a Norte de Águeda*.

***- Para tornar mais claras as tuas ideias, podes se quiseses, para além de texto escrito, desenhar uma sequência de etapas de formação da bacia.**

6.2. Consideras que com este modelo ficaste, relativamente a este assunto - **Formação da bacia de Valongo do Vouga** -, (assinala com um X a opção mais adequada):

Nada esclarecido (a)	Pouco esclarecido (a)	Bastante esclarecido(a)	Muito esclarecido(a)

Fim do questionário.

Muito obrigado pela tua contribuição.

Anexo VII

Documentos de recolha
de dados (4)
Relatório orientado

Investigação sobre Relevância da Modelação Análoga no Ensino da Geologia**Relatório Orientado sobre as aulas relativas à investigação****Nota biográfica da professora**

Escola onde leciona: _____

Há quantos anos leciona (desde que começou a dar aulas)? _____

Formação inicial: _____

Grau mais elevado ou curso mais elevado que completou:

Sobre a implementação das actividades propostas:

- 1- Quantas aulas (e de quantos minutos cada) foram dedicadas à análise e discussão dos textos e cartas geológicas?

- 2- Como se processaram as aulas? Descreva por favor resumidamente o tipo de interações professora-alunos e aluno-aluno bem como o processo de formulação de questões, pedido de documentos à professora pelos alunos e discussão dos assuntos.

- 3- Quais as maiores dificuldades que os alunos manifestaram na discussão do problema e análise de documentos (enumere 3 do mais difícil para o mais fácil)?
- 4- Qual pensa ter sido o grau de influência da análise de textos e cartas na resolução do problema (sobre a formação da ZSP ou sobre a formação da bacia a Norte de Águeda)? Justifique por favor.
- 5- Qual pensa ter sido o grau de influência da actividade de modelação análoga na resolução do problema? Justifique por favor.

Muito obrigada.

Anexo VIII

Artigo publicado na
Revista *Educação &*
Matemática

Descobrir o planeta Terra: o Tempo e o Espaço em Geologia

Neste número da E&M desafiámos o *Laboratório de Geologia Experimental* (LabGExp), da unidade de investigação *Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa*, a integrar uma perspetiva matemática no trabalho que tem desenvolvido para melhor compreendermos o Planeta Terra.

A evidência da evolução num Planeta por descobrir emergiu, desta vez, de uma feliz colaboração entre a Geologia e a Matemática.

O *LabGExp*, tem vindo a desenvolver, desde há alguns anos, atividades práticas e experimentais para aplicação no Ensino e na Divulgação da Geologia. As atividades são, em geral, de fácil execução e utilizam materiais acessíveis e pouco dispendiosos (Bolacha *et al.*, 2006).

No artigo que se segue são apresentadas conexões entre a Geologia e a Matemática, onde a relatividade da medida do tempo em Geologia tem consequências no desenvolvimento de sentido de número ao nível do 1.º ciclo e da relação funcional na formação da zona externa de cadeias de montanhas ao nível do 3.º ciclo e do Ensino Secundário.

Joana Latas

A Geologia estuda os processos externos e internos que decorrem no nosso planeta. Os primeiros como, por exemplo, a erosão e a sedimentação, são, em geral, observáveis. O mesmo não se passa com a grande maioria dos processos internos, como a dinâmica do manto ou da crosta inferior, o que obriga à utilização de métodos indiretos, como a geofísica ou às simulações em laboratório ou computacionais.

Os processos internos são, usualmente, muito lentos, levando milhões de anos a decorrer, como a formação de uma cadeia de montanhas ou a abertura de um oceano. Para além disso, estes processos decorrem em áreas geográficas da ordem dos milhares de quilómetros. Mas enquanto decorre, por exemplo, a formação de uma cadeia de montanhas, no seu interior, ocorrem transferências de materiais que são transformados e transportados para fora da área que está a ser comprimida (Ribeiro, 2002) como uma esponja ao ser espremida. Isto modifica, física e quimicamente, os minerais que constituem as rochas tendo repercussões a várias escalas: à escala megascópica, neste caso, da cadeia de montanhas; à escala macroscópica, ao nível da amostra de rocha que cabe na palma da mão, a chamada amostra de mão; e mesmo à escala microscópica, unicamente observável em lâmina delgada com o auxílio de um microscópio.

As grandes dimensões espaço-temporais, como no caso da cadeia de montanhas, são assim comuns em Geologia, circunstâncias em que a quantificação matemática é importante para a compreensão de processos a diversas escalas, e em que a compreensão dos famosos números muito grandes é crucial (Deus *et al.*, 2011). Assim, a quantificação e outros métodos matemáticos permitem complementar a descrição e a observação, métodos em que sempre se baseou a Geologia.

Conexões entre a Geologia e a Matemática

A Matemática é uma ferramenta fundamental utilizada profusamente pelos cientistas, embora, seja comum o equívoco de,

no Primeiro Ciclo do Ensino Básico, assumir-se que quando os alunos estão a estudar Ciências (Estudo do Meio) não precisam de usar as competências que desenvolvem na Matemática. No documento oficial de Orientações Curriculares e Programas para o 1.º Ciclo do Ensino Básico (ME, 2004) para o Estudo do Meio menciona-se que os alunos deverão, a partir desse contexto, «aprender a organizar a informação e estruturá-la de forma que ela se constitua em conhecimento». Em determinado tipo de investigações, esta afirmação está claramente a apelar ao uso de competências e conhecimentos sobre análise quantitativa de dados. Por outro lado, tem-se verificado que a aplicação da Matemática em atividades integradas noutras áreas disciplinares prepara os alunos a pensarem de forma analítica e crítica, o que virá a ter um bom efeito a longo prazo no desenvolvimento e aplicação do raciocínio matemático e na respetiva capacidade de o transferir para múltiplos contextos da vida (Kelsey & Steel, 2001).

Os currículos em anos subsequentes ocultam a relevância da Matemática para *descobrir o planeta Terra*, nomeadamente as Orientações Curriculares do 3.º ciclo de Ciências Naturais (ME, 2001a), os programas de Biologia e Geologia do Ensino Secundário (Curso Científico-Humanístico de Ciências e Tecnologias), disciplina específica de prosseguimento de estudos (ME, 2001b, 2003). Esta situação permite que um estudante chegue à Universidade, tenha acesso, por exemplo, a um curso de Geociências sem ter experimentado a real importância da análise e dos métodos quantitativos no estudo da Terra.

Algumas ideias de interpretação matemática da Geologia ao longo do percurso escolar

Exemplo 1: Construção de um friso cronológico sobre a História da Terra

Os fenómenos geológicos podem ter durações muito variáveis como, por exemplo:



Figura 1. Alunos e professora a analisarem uma carta geológica.

- i) menos de um segundo (velocidades subsónicas), instalação de kimberlitos — as rochas portadoras de diamantes;
- ii) breves segundos a minutos, sismos e algumas torrentes de lama, os *lahares*;
- iii) anos, inclinação de árvores por deslizamento do substrato e assoreamento de rios;
- iv) décadas, deslocamentos dos glaciares (alguns quilómetros);
- v) séculos, formação de lagunas como a Ria de Aveiro ou o crescimento visível (alguns cm) de estalactites e estalagmites;
- vi) milhares de anos, alteração da forma e erosão de algumas cadeias de vulcões.
- vii) milhões de anos, formação de cadeias de montanhas e de oceanos.

Algumas destas unidades de contagem do tempo são familiares para os alunos da segunda metade do Primeiro Ciclo do Ensino Básico. Umas são de uso diário e outras são abordadas no estudo da História da Humanidade. Porém, tudo se torna mais vago quando, por exemplo ao estudar o Sistema Solar (Estudo do Meio — 3.º e 4.º anos) se trabalha com fenómenos que duram vários milhões de anos (idade da Terra — 4600 milhões de anos). Milhões de anos é a unidade de tempo mais utilizada em Geologia.

Com efeito, só a «dilatação» da escala do tempo permite abordar a História da Terra de um modo pleno e verdadeiramente dinâmico. De facto, alguns dos episódios mais mediatizados da história deste planeta decorreram ao longo de muitos milhões de anos. Disto são exemplos: a origem dos primeiros seres vivos (microrganismos), a fragmentação da *Pangea*, a extinção dos dinossaúros, a origem e evolução dos seres humanos (género

Homo) e o momento a partir do qual eles foram capazes de controlar o fogo.

O uso de analogias pode ser de grande utilidade para potenciar a imaginação dos alunos, especialmente se o conceito científico a abordar for muito abstrato. A grandeza «tempo» assume um carácter tanto mais abstrato quanto menor for a idade dos alunos. Por essa razão, pode-se recorrer a analogias para ajudar os alunos a perceberem a ordem de grandeza dos números envolvidos quando se estuda a História da Terra, por exemplo bagos de arroz. Pode-se posteriormente construir um friso cronológico sobre a História da Terra, no qual se representam, com rigor matemático, alguns episódios reais evita conceções alternativas.

O estudo dos principais tipos de rochas e de alguns aspetos geomorfológicos das várias regiões do território português, continental e insular (Estudo do Meio — 3.º e 4.º anos), pode também tornar-se muito mais interessante se os alunos perceberem alguns aspetos da história geológica desses locais. Uma vez que o currículo refere o uso de mapas para localizar e estudar os principais rios e serras de Portugal, pode utilizar-se uma carta geológica simplificada de uma região para saber o tipo de rochas aí existentes, bem como as suas idades (figura 1).

Colocando uma maior ênfase nas conexões entre as várias áreas curriculares e os tópicos matemáticos, ao nível do 1.º ciclo, propõe-se conjugar as propostas curriculares da Matemática, no tema Geometria, e a área curricular de Expressão e Educação Plástica, no Bloco 2 (Descoberta e organização progressiva de superfícies — 3.º e 4.º anos). Para tal, sugere-se a exploração didática de documentos gráficos, tais como frisos, mapas e plantas, recorrendo a construções geométricas e aos instrumentos



Figura 2. Rochas deformadas, na Praia de Monte Clérigo [concelho de Aljezur], com mais de 300 Ma [foto cortesia do Prof. Nuno Pimentel].

fundamentais da construção geométrica (régua, esquadro e compasso).

O programa de Matemática (ME, 2007) refere que o propósito principal do tema de ensino «Números e Operações» é o de «desenvolver nos alunos o sentido de número, a compreensão dos números e das operações e a capacidade de cálculo mental e escrito, bem como a de utilizar estes conhecimentos e capacidades para resolver problemas em contextos diversos.» Para tal, sugere-se que os alunos realizem atividades que envolvam: contar, comparar números, ler e representar números até ao milhão, compreender e usar a regra de multiplicar um número por 10, 100 e 1000. Ao mesmo tempo, espera-se que os cálculos tenham uma aplicação prática nas atividades propostas.

Exemplo 2: Formação da zona externa de uma cadeia de montanhas

Os oceanos e as cadeias de montanhas podem ser, ao longo do tempo, duas faces da mesma moeda, porque é vulgar que, enquanto um oceano se fecha, se vá formando uma cadeia de montanhas, ao longo de muitos milhões de anos. Assim acontece porque a Terra tem volume e perímetros constantes (i.e. não se contrai nem se dilata).

As zonas externas das cadeias de montanhas formam-se por deformação dos sedimentos que se vão acumulando na zona imersa dos continentes e nos fundos oceânicos. À medida que o processo de subducção vai puxando a placa litosférica em que esses sedimentos (constituídos predominantemente por areias

e argilas) se acumulam, os mesmos vão sofrendo enrugamento e fracturação.

A deformação e compensações isostáticas são responsáveis pelo levantamento da cadeia, permitindo que esses sedimentos aflorem à superfície, transformados em rochas metamórficas, por pressão e temperatura a que foram sujeitos. Hoje podemos observar o resultado das transformações que aconteceram num passado longínquo, em diversas regiões do país, como por exemplo, na Costa Sudoeste do país — ou Costa Vicentina (figura 2).

Apresentamos uma experiência (Malavieille, 2010; Bolacha *et al.*, 2011), desenvolvida no LabGExp, que simula a formação da parte externa de uma cadeia de montanhas, associada a uma zona de subducção, como a que terá levado à formação de rochas que hoje se observam na Costa Vicentina (figura 2).

Trata-se de uma simulação análoga, na qual se comparam alguns aspetos do modelo com o que acontece na realidade. As areias simulam os sedimentos reais enquanto a rampa simula parte da cadeia de montanhas já formada (figura 3). O modelo tem limites, como as paredes (transparentes) que não existem na realidade. Torna-se assim necessário discutir com os alunos as principais diferenças e semelhanças entre o modelo e o processo real. A caixa tem os topos libertos e o acetato (figura 3A), sobre o qual se despejam camadas de areias (figura 3B), simula a placa em subducção. Este é puxado lentamente à mão, processo durante o qual é possível observar a formação de figuras geométricas como dobras e falhas, bem como a evolução da deformação (figuras 3 e 4).

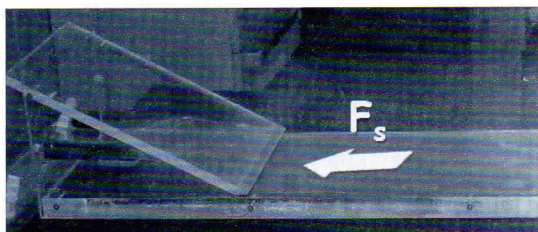


Figura 3a. As areias são despejadas em cima de um acetato. Este passa por baixo da rampa, e é puxado lentamente à mão. O acetato simula a placa de subducção. F_s = Força exercida sobre o acetato.

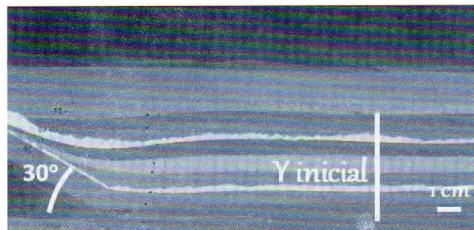


Figura 3b. Y_{inicial} = Espessura inicial da pilha de areias (entre 3 e 4 cm). O pó branco (gesso) entre camadas de areia permite evidenciar melhor as dobras e falhas que se formam.

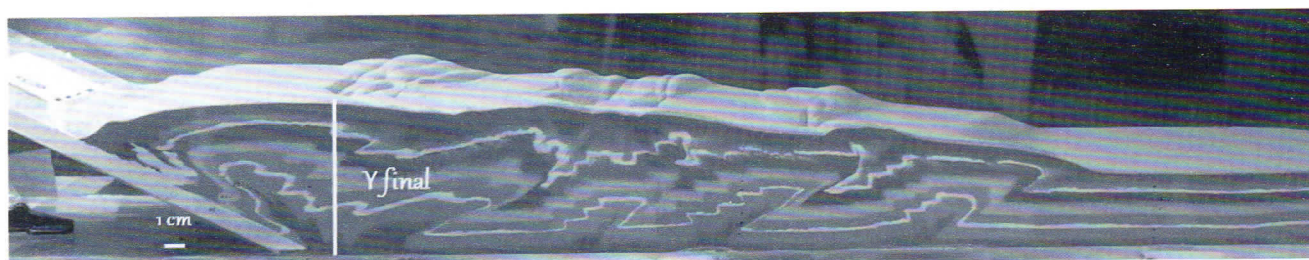


Figura 4. Aspecto final da simulação da zona externa da cadeia de montanhas. À medida que se puxa o acetato, a pilha de areias encurta (x) e aumenta a espessura (y).

Tabela 1. Exemplo de tabela a elaborar durante a experiência.

Tempos	t0	t1	t2	t3	t4	t5	t6
Encurtamento [cm]	0	3	12	19,5	28,5	37	50
Espessamento [cm]	0	0,5	2,8	3	4,8	4,8	4,8
Número de falhas	0	1	3	4	8	8	8

A aplicação da matemática nesta experiência é útil por várias razões. A primeira, e mais evidente, é de o modelo ser geometricamente à escala, 1 cm no modelo corresponde a 1 km na realidade. O modelo representado na figura tem 150×20 cm, e a multicamada de areias tem cerca de 4 cm de espessura.

Para além disso, é possível estabelecer diversas relações ao longo do processo de simulação, como a relação encurtamento (diminuição do comprimento da pilha de areia) – espessamento (aumento da espessura máxima da pilha de areias).

Os dados a obter serão do tipo dos que constam na Tabela 1, e que foram registados durante a experiência realizada no LabGExp, em intervalos de tempo não regulares, definidos a partir da formação das falhas.

Com estes dados projetados em gráfico Excel® de linhas, pode-se obter o que se observa na figura 5. E projetando as três variáveis em função dos tempos num gráfico de barras obtêm-se as projeções da figura 6.

De modo simplificado é possível verificar, por leitura do gráfico da figura 5, que o espessamento varia (quase) linearmente

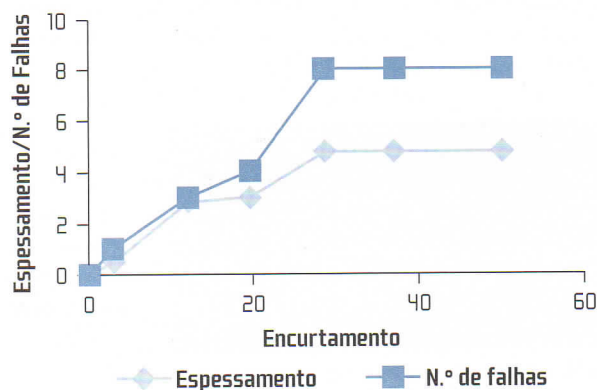


Figura 5. Gráfico Espessamento/Encurtamento e Espessamento/N.º de Falhas.

com o encurtamento até cerca dos 10 cm, valor a partir do qual até cerca dos 30 cm, aumenta mais o encurtamento do que o espessamento. A partir deste valor, só se regista encurtamento, deixando de ocorrer espessamento.

O gráfico da figura 6 reforça o que já se tinha inferido do primeiro gráfico, no entanto, torna-se ainda mais nítida a diferença de variação de valores entre o encurtamento e o espessamento. A relação entre a variação do número de falhas e o espessamento é evidente, sendo que, entre os 20 e os 30 cm de encurtamento, o aumento significativo do número de falhas não se reflete no espessamento.

Possíveis abordagens em sala de aula

Os exemplos apresentados exigem um tipo de raciocínio comum em Geologia, o raciocínio por analogia (Jee *et al.*, 2010). Comparam-se alguns aspetos de objetos e processos que nos são mais familiares com os daqueles que nos interessa compreender, recorrendo a analogias e modelos. Os modelos utilizados no

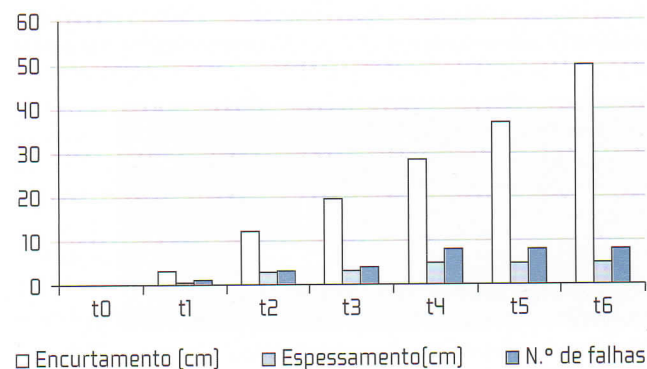


Figura 6. Variação das variáveis Encurtamento, Espessamento e número de falhas ao longo do tempo.

Ensino das Ciências representam, de forma simplificada, objetos e processos naturais. Nestes exemplos, o número de bagos de arroz, no primeiro, é comparado com os números (de anos) do tempo geológico longo, enquanto as areias, utilizadas no segundo exemplo, simulam alguns tipos de rochas (litologias) terrestres. É com base nessas similaridades que utilizamos arroz em vez de números, e areias no lugar de rochas.

Cada exemplo foi explorado no formato de tarefa para sala de aula. A primeira, dirigida a alunos do 1.º Ciclo do Ensino Básico está disponível em página no MPT2013 na APM (mpt2013.apm.pt), e a segunda, por exigir um maior grau de abstração, é dirigida a do 3.º Ciclo do Ensino Básico ou do Secundário, de preferência de forma interdisciplinar, Matemática e Ciências Naturais ou Matemática e (Biologia e) Geologia. Esta última é apresentada na secção de materiais para sala de aula neste número da E&M.

Referências bibliográficas

- Berna, F., Goldberg, P., Horwitz, L. K., Brink, J., Holt, S., Bamford, M., and Chazan, M. (2012). Microstratigraphic evidence of in situ fire in the Acheulean strata of Wonderwerk Cave, Northern Cape province, South Africa. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 109, n.º 20, p. E1215–E1220.
- Bolacha, E.; Moita de Deus, H.; Dias, R.; Fonseca, P.E. (2011). Modelação Análoga de um Episódio da Geologia de Portugal. *Modelação de Sistemas Geológicos. Livro de homenagem ao Professor Manuel Maria Godinho*. Laboratório de Radioactividade Natural da Universidade de Coimbra. Coimbra. pp. 125–140.
- Bolacha, E.; Moita de Deus, H. A.; Caranova, R.; Silva, S.; Costa, A. M.; Vicente, J.; Fonseca, P. E. (2006). Uma Experiência na Formação de Professores: Modelação Analógica de Fenómenos Geológicos — A Geologia no Laboratório. *Geonovas*, 20. pp 33–56.
- Deus, H. M.; Bolacha, E.; Fonseca, P.E. (2011). Contribuição da Modelação Análoga para a compreensão dos colossais números do Tempo e do Espaço. Resumo no livro de actas do I Congresso Nacional Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2011, Estremoz, pp. 43–46.
- Jee, B. D.; Uttal, D. H.; Gentner, D.; Manduca, C.; Shipley, T. F.; Tikoff, B.; Ormand, C. J.; Sageman, B. (2010). *Commentary: Analogical Thinking in Geoscience Education*. *Journal of Geoscience Education*, v. 58, n. 1 p. 2–13.

- Kelsey, K., & Steel, A. (2001). *The truth about science — A curriculum for developing young scientists*. Arlington, VA: NSTA. pp. 95–101.
- Malavieille, J. (2010). Impact or erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today*, v.20, n.º 1. pp. 4–10.
- ME (2001a). Orientações curriculares do 3.º ciclo do Ensino Básico — Ciências Físicas e Naturais. Lisboa: Ministério da Educação, Departamento da Educação Básica.
- ME (2001b). Programa de Biologia e Geologia. 10.º ou 11.º ano. Curso Científico-Humanístico de Ciências e Tecnologias. Lisboa: Ministério da Educação, Departamento do Ensino Secundário.
- ME (2003). Programa de Biologia e Geologia. 11.º ou 12.º ano. Curso Científico-Humanístico de Ciências e Tecnologias. Lisboa: Ministério da Educação, Departamento do Ensino Secundário.
- ME (2007). *Programa de Matemática do ensino básico*. Lisboa: Ministério da Educação, DGIDC.
- ME (2004). *Organização Curricular e Programas*. Lisboa: Ministério da Educação, Departamento da Educação Básica.
- Ribeiro, A. (2002). *Soft Plates and Impact Tectonics*. Berlin: Springer-Verlag.

Agradecimentos: A experiência descrita faz parte dos trabalhos de investigação da primeira autora que beneficiou da bolsa da FCT, ref. SFRH/BD/43297/2008 e de concessão de equiparação a bolseiro pelo Ministério da Educação e Ciência.

Edite Bolacha

LabGExp (Laboratório de Geologia Experimental)/Centro de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa; Escola Secundária de D. Dinis, Lisboa

Helena Moita de Deus

LabGExp (Laboratório de Geologia Experimental)/Centro de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa; Escola EB2,3 Dom Domingos Jardo

Inês Cruz

CREMINER – LARSyS (Centro de Recursos Minerais, Mineralogia e Cristalografia), Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

Paulo Emanuel Fonseca

LabGExp (Laboratório de Geologia Experimental)/Centro de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa; Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

MATERIAIS PARA A AULA DE MATEMÁTICA

A tarefa que aqui propomos está enquadrada pelo artigo: *Descobrir o planeta Terra: o Tempo e o Espaço em Geologia*.

Nas Ciências Naturais, esta tarefa é perfeitamente enquadrável no programa de 7.º, enquanto no Secundário, é adequado quer no contexto do programa do 10.º como no do 11.º ano [Biologia–Geologia do Curso Humanístico de Ciências e Tecnologias].

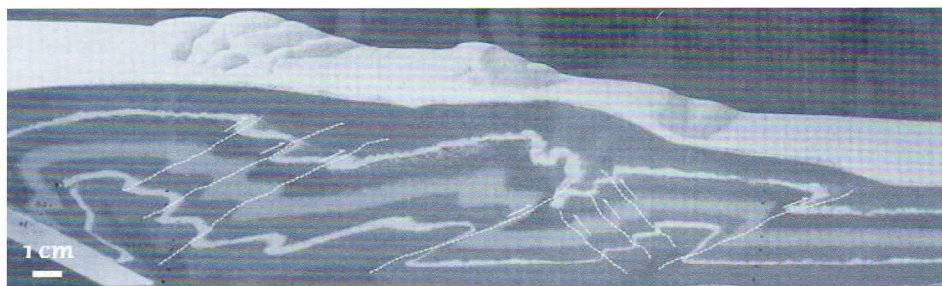
Quanto à Matemática, enquadra-se preferencialmente no 3.º Ciclo, 7.º e 8.º anos de escolaridade: conceito de função, função de proporcionalidade direta, estatística — para tratamento de dados com a folha de cálculo. Trabalha também a comunicação matemática, uma vez que o aluno terá de justificar as conclusões obtidas.

Para além destas duas disciplinas poderão contribuir outras, como a Física ou a Geografia, desde que os conteúdos se cruzem.

As propostas que fazemos não passam disso mesmo, permitindo que cada professor explore a experiência de acordo com um sem número de conteúdos e de possibilidades, que passam pelos programas e objetivos das diversas disciplinas bem como pelo nível de complexidade. Aqui demos primazia, como é óbvio, à Matemática.

Edite Bolacha, Helena Moita de Deus,

Inês Cruz, Paulo Emanuel Fonseca



Guião para o aluno

A zona externa de uma cadeia de montanhas forma-se por deformação dos sedimentos que se vão depositando nas margens submersas dos continentes e nos fundos oceânicos. Essas margens são ativas, ou seja, fazem parte de uma placa que está a ser subductada. À medida que vai ocorrendo a subducção, os sedimentos vão-se deformando, e a cadeia de montanhas vai aumentando em altura.

Podemos simular este processo através de um modelo análogo. Uma caixa em acrílico, uma pilha de areias e pós, um acetato por baixo dela que a puxa contra uma rampa. A pilha de areias e pós simulam os sedimentos, o acetato simula a placa em subducção e a rampa, parte da cadeia de montanhas já formada.

Com base na experiência que vais observando, propomos que resolvas a seguinte questão:

«Como varia, ao longo do tempo, o espessamento (y) da cadeia de montanhas em função do seu encurtamento (x)?»

1. Começa por fazer uma previsão da relação entre o encurtamento (x) e o espessamento (y) da pilha de areias ao longo do tempo.
2. Com uma régua, um metro ou uma fita métrica, começa por medir o comprimento e a altura inicial da pilha de areias e pós.

Tem em atenção que todos os dados devem ser inseridos em tabelas previamente traçadas, como a que abaixo exemplificamos, em que as variáveis sejam *encurtamento* (x) e *espessamento* (y), ou *encurtamento* (x) e *número de falhas* (y_2).

Tempos	t0	t1	t2	t3	t4	t5	t6
Encurtamento [cm]							
Espessamento [cm]							
Número de falhas							

Nota: Os momentos (t0, t1...) em que são registados os valores de x e y não têm valor quantitativo, pois o objetivo é relacionar as outras variáveis.

3. Estabelece um determinado valor de incremento de encurtamento (por exemplo, por cada 1 cm), e faz medições a intervalos regulares do acréscimo do encurtamento relativamente ao inicial, enquanto outro colega (ou grupo de alunos) vai registando o número de falhas formadas para os mesmos valores de encurtamento (figura 1).
4. No final da experiência representa os dados obtidos encurtamento (x) e espessamento (y) num referencial cartesiano, e encurtamento (x) e número de falhas (y_2), num outro referencial.
Escolhe as escalas mais apropriadas, assim como o papel (quadriculado, milimétrico ou semi-log) em que vais representar o gráfico, de modo que ele tenha leitura. Podes também utilizar um programa informático de folha cálculo (ex. Excel®).
5. Responde agora às seguintes questões:
 - 5.1. Analisa e descreve os gráficos: variação de y em função de x .
 - 5.2. Explica porque se pode afirmar que o gráfico representa uma função.
 - 5.3. Identifica as variáveis independentes e as variáveis dependentes, justificando as tuas opções.
 - 5.4. Existe uma parte do gráfico em que há uma relação de proporcionalidade direta. Identifica para que valores de x isso se verifica e escreve a respetiva expressão algébrica.
 - 5.5. Compara os teus gráficos com os dos teus colegas, discute com eles os resultados obtidos e justifica eventuais diferenças.
6. No final confronta os dados obtidos com as previsões que tinhas feito no início da experiência. Se não estiverem de acordo tenta explicar porquê, tendo em atenção alguns fenómenos que aconteceram, como a formação das falhas e a diminuição dos espaços entre os grãos de areias, ou seja, a deformação interna da cadeia de montanhas.

◀ **Figura 1.** Algumas falhas, marcadas a tracejado, que se vão formando à medida que se vai fazendo o encurtamento, e que a deformação vai progredindo. As setas indicam o sentido do deslocamento.

Para além destas tarefas, outro grupo de alunos pode-se encarregar de medir a inclinação de cada falha formada em cada momento do encurtamento. A inclinação da falha é o ângulo que ela faz com a horizontal, e mede-se com um transferidor. Essa variação também pode ser utilizada para a discussão final.

Desenvolvimento da tarefa

Os objetivos da tarefa (que se podem dividir entre as várias disciplinas que contribuam para a resolução do problema como a Geologia, a Matemática, a Física) poderão ser os seguintes:

- Descrever a informação contida no gráfico, isto é, a variação do *espessamento* em função do *encurtamento*, ao longo do tempo, até que o encurtamento deixe de se conseguir fazer;
- Perceber que as variáveis *espessamento* e *número de falhas* são dependentes do *encurtamento*.
- Compreender que a proporcionalidade direta entre os pares de variáveis (x/y) só se verifica até certo ponto, a partir do qual a variação não será linear e tenderá para a estagnação.
- Formular conjecturas que expliquem a variação do *espessamento* em função do *encurtamento* ao longo do tempo, tendo em conta, para além da diminuição do espaço *interno* da pilha de areia, o papel das falhas inversas.
- Comparar os resultados obtidos com o que ocorre na realidade, de acordo com o conhecimento atual, fazendo a devida extrapolação.
- Comunicar as conclusões a que chegou, de uma forma clara e correta, aos seus pares.

Tratando-se de uma simulação de um fenómeno real é importante também investigar em que medida a relação obtida se assemelha à relação real. Esta exigência obriga a que se proceda à comparação do modelo com o que se passa, ou passou, na realidade, inferido principalmente por estruturas (falhas e dobras) que se observam no campo ou nas praias da Costa Vicentina, de contrário a experiência em Geologia não terá sentido.

Da análise dos resultados deve ressaltar a questão:

Mas como se interpretam e justificam todos estes resultados, que, *a priori*, não são os previstos por alunos e professores?

À medida que o acetato é puxado, a pilha de areias vai sendo comprimida contra a rampa. A areia sofre compressão e, atingido o limite de resistência frágil, formam-se falhas.

O encurtamento é feito à custa da diminuição dos espaços vazios entre os grãos de areia e simultaneamente pela formação de falhas e dobras. As falhas mais inclinadas, formadas nos primeiros incrementos, contribuem mais para o espessamento do que as últimas falhas formadas, que são mais *deitadas*. A partir de uma certa altura, o espessamento pára porque a compressão deixa de ser possível: a areia não pode ser mais compactada, até porque o modelo tem limites laterais que por si só, já provocam compressão.

E que dizer quanto ao que se passa na realidade, fazendo a extrapolação?

Bom, na natureza (quase) não existem limites físicos, e o modelo é apenas uma representação à escala megascópica. Por outro lado, a compressão faz-se a todas as escalas. É possível comprimir a rede cristalina, ou seja, diminuir os espaços entre átomos e moléculas. É, por essa razão, e também devido à influência de fatores como a temperatura e a circulação de fluidos, que durante o processo de formação de montanhas, rochas que eram sedimentares ou magmáticas se transformam em rochas metamórficas. Este aspeto reflete-se depois em toda a cadeia de montanhas, permitindo que a compressão continue para além do limite verificado na experiência.

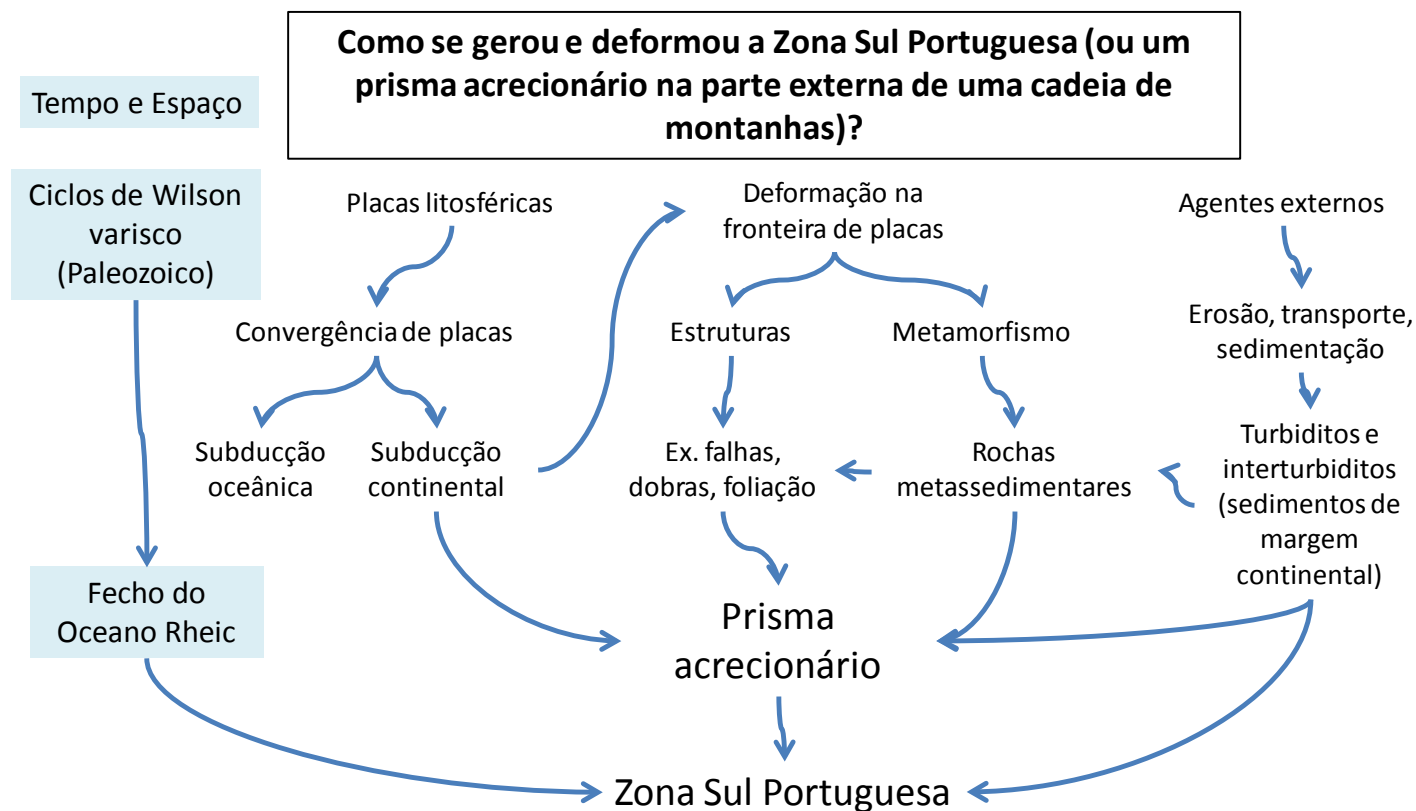
Acabámos de fazer a extrapolação da experiência para o fenómeno real. A que podemos acrescentar outras diferenças entre o modelo e a realidade, como o tempo durante o qual o processo decorre. Não se conhecem outros aspetos como, por exemplo, se todo o fenómeno da formação da zona externa de uma cadeia de montanhas decorre de uma vez só, ou por diversas vezes, de forma descontínua. Não é pois possível conhecer muitos aspetos dos fenómenos geológicos passados, mas apenas simular aproximações que podem ser interpretadas através de métodos quantitativos e gráficos de fácil aplicação.

Anexo IX

**Vês de Gowin e Mapas de
Conceitos
para planificação didática**

Sugestão de planificação didática para o professor

Tipo de Ambiente Geodinâmico: Convergente



O problema acima mencionado, ou apenas a formação de um prisma acrecionário permite integrar conteúdos da Geologia tradicionalmente separados: Tectónica, Dinâmica Externa e Geohistória. Se o problema se reduzir à formação de um prisma acrecionário será mais simples para níveis etários mais baixos, no entanto, são-lhe retiradas as dimensões espaço-temporais, importantes para que os alunos compreendam todas as limitações do modelo (não só as reológicas mas também as espaço-temporais). A integração de uma multicamada no final do acetato representando um alto fundo pode responder a outros problemas representando estádios mais avançados do fecho do oceano. Também a simulação da erosão através de um pequeno aspirador ou de uma pequena vassoura será importante para perceber a relação entre fatores externos e internos terrestres. Tudo dependerá dos objetivos da situação de aprendizagem.

Sugestão de planificação didática para o professor

Tipo de Ambiente Geodinâmico: Convergente/1

Domínio conceptual

Filosofia/Epistemologia:

•O conhecimento geológico assenta na observação e na experimentação, tendo por base o princípio do atualismo. Segundo este princípio, os processos geológicos que acontecem atualmente são semelhantes aos ocorridos no passado, produzindo efeitos semelhantes (ex. litologias, estruturas).

•A utilização de modelos análogos permite a simulação dos processos geológicos tendo por base a observação no campo e os modelos teóricos.

•Como representações da realidade, os modelos análogos têm limitações do que diz respeito às relações de espaço, tempo e de comportamento reológico dos materiais com o fenómeno real.

Teorias:

•A Tectónica de Placas é uma teoria global que explica os diversos fenómenos internos da Terra e sua interação com os fenómenos externos.

•Ao longo da História da Terra, o modelo dos ciclos de Wilson explica como se formaram e evoluíram oceanos e continentes.

•A deformação pode acontecer em regime frágil ou dúctil de acordo com diversos fatores levando à formação de falhas e dobras.

Princípios/leis/modelos:

•A formação de cadeias de montanhas e de prismas acrecionários em regime convergente de placas acontece devido à subducção da litosfera oceânica de uma das placas.

•À medida que a subducção acontece, os sedimentos provenientes da erosão continental vão-se depositando formando sequências de turbiditos e interturbiditos.

•A ZSP localiza-se numa das zonas externas da cadeia varisca. É constituída por metassedimentos (xistos e grauvaques de baixo grau de metamorfismo) do Paleozoico.

Conceitos:

Placa litosférica, subducção, cadeia de montanhas, prisma acrecionário, turbiditos e interturbiditos, metamorfismo, deformação, falhas, dobras, modelo análogo (vide mapa de conceitos)

*As subquestões resultam de decomposição da primeira e são habitualmente aplicadas na investigação de fenómenos geológicos.

Como se gerou e deformou a Zona Sul Portuguesa? (O quê?, Onde?, Quando?, Porque?, Como?)*

Juízos de valor:

Factores como pressão de fluidos, reajustamento isostático e temperatura não foram considerados. O modelo é sempre uma simplificação da realidade logo são desprezados alguns dos fatores reais que influenciam todo o processo.

Juízos cognitivos:

A Zona Sul Portuguesa ter-se-á formado durante o fecho do Oceano Rheic, desde o Devónico médio ao Carbónico superior, por deposição e deformação dos sedimentos (turbiditos e interturbiditos) provenientes da cadeia já formada. A deformação terá progredido de Norte para Sul (coordenadas atuais), através da formação de dobras e, posteriormente, de cavalgamentos que resultaram da rotura do flanco curto das dobras.

Transformações:

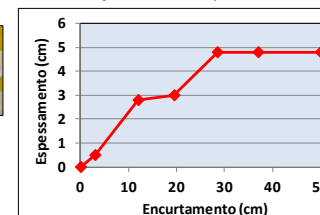
As camadas inicialmente horizontais vão sofrendo deformação à medida que a força de tracção é exercida sobre o acetato. A deformação tem início junto à cunha e vai-se propagando através da formação de estruturas frágeis (falhas) e dúcteis (dobras).

As dobras formadas são em geral assimétricas, apresentando um flanco curto e um flanco longo, e apresentam vergência em sentido oposto ao da força exercida sobre o acetato.

Registos/ Dados:

Gráficos de encurtamento *versus* espessamento, por incrementos de 5 ou de 10 cm para descrever a relação entre estas duas variáveis. Ou de deformação *versus* tempo.

Fotos de várias fases do processo.

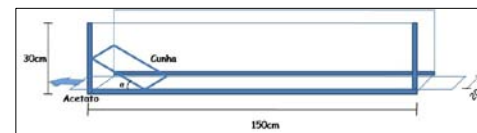


Acontecimentos:

Numa caixa de acrílico com rampa num dos topos e com o outro livre (figura ao lado), estica-se o acetato cobrindo o fundo e enrolando as pontas.

Formam-se diversas camadas de areias (polvilhando de preferência) alternadas com pós (estes servem de marcadores cinemáticos).

Quando a multicamada perfizer cerca de 3 cm de altura, puxa-se lentamente o acetato, de forma contínua ou parando para observação das fases intermédias de deformação.



Sugestão de planificação didática para o professor

Tipo de Ambiente Geodinâmico: Convergente/2

Domínio conceptual

Filosofia/Epistemologia:

- O conhecimento geológico assenta na observação e na experimentação, tendo por base o princípio do atualismo. Segundo este princípio, os processos geológicos que acontecem atualmente são semelhantes aos ocorridos no passado, produzindo efeitos semelhantes (ex. litologias, estruturas).
- A utilização de modelos análogos permite a simulação dos processos geológicos tendo por base a observação no campo e os modelos teóricos.
- Como representações da realidade, os modelos análogos têm limitações do que diz respeito às relações de espaço, tempo e de comportamento reológico dos materiais com o fenómeno real.

Teorias:

- A Tectónica de Placas é uma teoria global que explica os diversos fenómenos internos da Terra e sua interação com os fenómenos externos.
- Ao longo da História da Terra, o modelo dos ciclos de Wilson explica como se formaram e evoluíram oceanos e continentes.
- A deformação pode acontecer em regime frágil ou dúctil de acordo com diversos fatores levando à formação de falhas e dobras.

Princípios/leis/modelos:

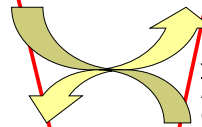
- A formação de cadeias de montanhas e de prismas acrecionários em regime convergente de placas acontece devido à subducção da litosfera de uma das placas, com consequente deformação dos sedimentos turbidíticos e interturbidíticos.
- Quando a colisão tem início, a subducção é travada e o estilo de deformação modifica-se.
- Na região da Carrapateira (ZSP) existem cavalgamentos de muito baixo ângulo (carreamentos) e sequências sedimentares constituídas por sedimentos depositados em zonas imersas pouco profundas, diferentes das que constituem o prisma acrecionário da ZSP naquela zona.

Conceitos:

Placa litosférica, subducção, cadeia de montanhas, prisma acrecionário, turbiditos e interturbiditos, deformação, falhas, cavalgamentos, dobras, modelo análogo, plataforma.

*As subquestões resultam de decomposição da primeira e são habitualmente aplicadas na investigação de fenómenos geológicos.

Como se geraram os cavalgamentos da região da Carrapateira, situada na ZSP? (O quê?, Onde?, Quando?, Porquê?, Como?)*



Acontecimentos:

Numa caixa de acrílico com rampa num dos topos e com o outro livre (figura ao lado), estica-se o acetato cobrindo o fundo e enrolando as pontas. Cola-se uma tira de lixa no final do acetato. Formam-se duas multicamadas, uma extensa e outra no final dessa, sobre a lixa, menos extensa e menos espessa. A terminação de ambas é em bisel ($\approx 5^\circ$). Puxa-se o acetato até que o prisma formado se sobreponha à multicamada que simula o relevo submarino.

Domínio metodológico

Juízos de valor:

Factores como pressão de fluidos, reajustamento isostático e temperatura não foram considerados. O modelo é sempre uma simplificação da realidade logo são desprezados alguns dos fatores reais que influenciam todo o processo.

Juízos cognitivos:

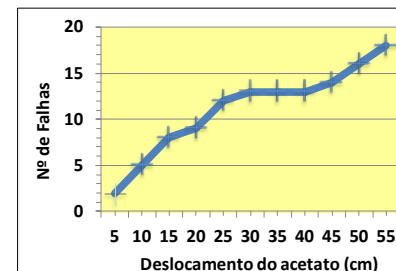
Em fase adiantada da deformação, os sedimentos do prisma acrecionário da ZSP, sucessivamente depositados e deformados, depositaram-se por cima de uma plataforma argilo-carbonatada pertencente ao continente Avalónia. A seguir à deposição ou em simultâneo, deu-se a deformação, formando-se cavalgamentos de baixo ângulo (em contraste com os mais internos, mais empinados) devido à interferência do prisma acrecionário com a plataforma argilo-carbonatada.

Transformações:

As camadas inicialmente horizontais vão sofrendo deformação à medida que a força de tracção é exercida sobre o acetato. A deformação tem início junto à cunha e vai-se propagando através da formação de estruturas frágeis (falhas) e dúcteis (dobras). A certa altura o final do prisma entra em contacto, com a multicamada que simula o relevo submarino, travando a deformação que se estava a fazer. Forma-se um cavalgamento (sub) horizontal e retrocavalgamentos.

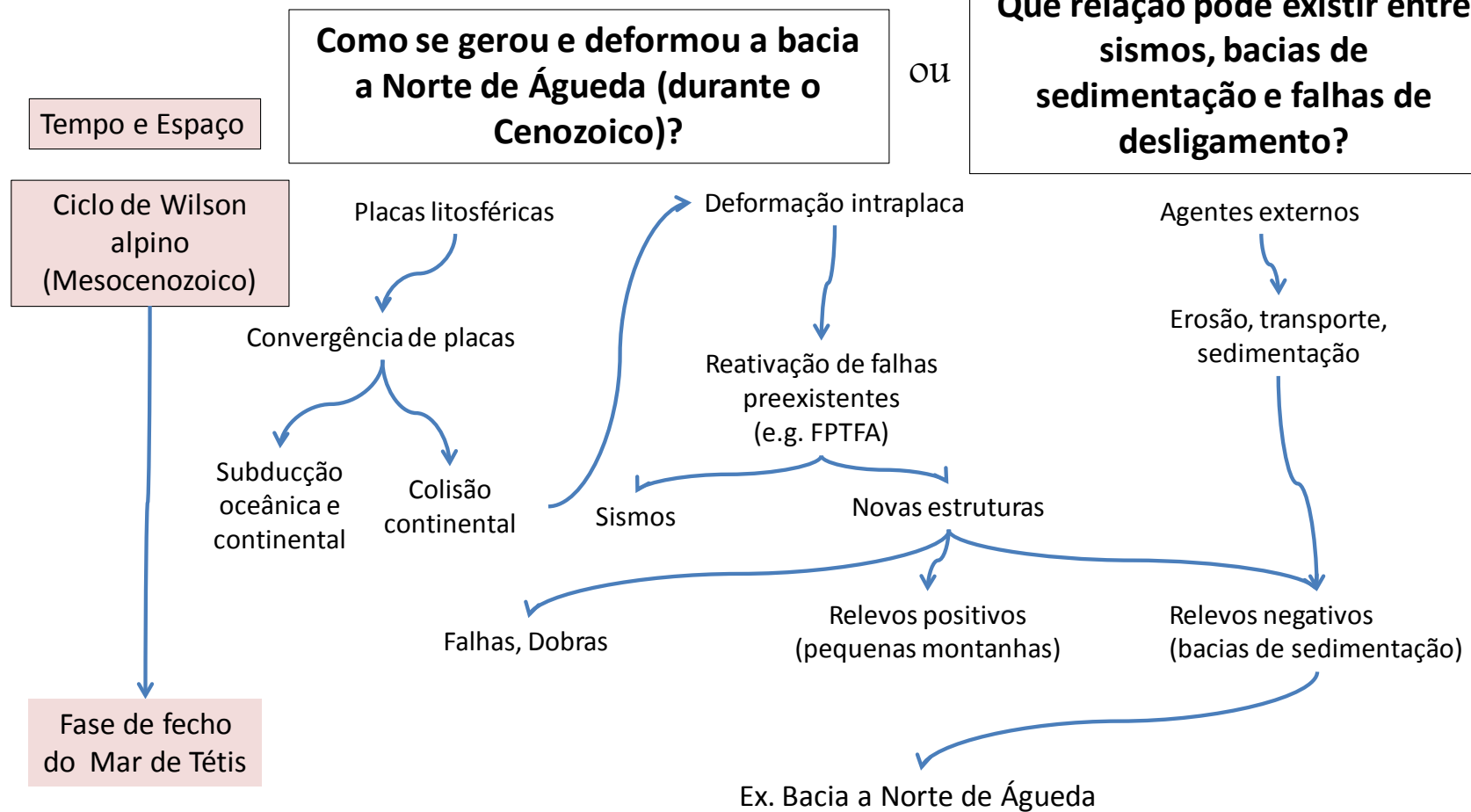
Registos/ Dados:

Ex. Gráficos do número de falhas formadas ao longo do tempo. Fotografias e vídeos.



Sugestão de planificação didática para o professor

Tipo de Ambiente Geodinâmico: Transcorrente



Sugestão de planificação didática para o professor

Tipo de Ambiente Geodinâmico: Transcorrente/1

Domínio conceptual

Filosofias:

- O conhecimento geológico assenta essencialmente na observação e na experimentação, tendo por base o princípio do atualismo. Segundo este princípio, os processos geológicos que acontecem atualmente são semelhantes aos ocorridos no passado, produzindo efeitos semelhantes (ex. litologias, estruturas).
- A utilização de modelos análogos permite a simulação dos processos geológicos tendo por base a observação no campo e os modelos teóricos.
- Como representações da realidade, os modelos análogos têm limitações do que diz respeito às relações de espaço, tempo e de comportamento reológico dos materiais, com o fenómeno real.

Teorias:

- A Tectónica de Placas é uma teoria global que explica os diversos fenómenos internos da Terra e sua interacção com os fenómenos externos.

Princípios:

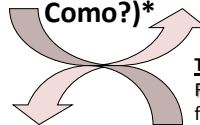
- A formação de bacias de *pull-apart* está associada à movimentação em falhas de desligamento que sofrem desvios devido a diversas heterogeneidades/anisotropias existentes nas formações que atravessam.
- A deformação pode acontecer em regime frágil ou dúctil de acordo com diversos fatores levando à formação de falhas e dobras.
- A bacia a Norte de Águeda localiza-se entre dois troços da Falha (de desligamento) Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo.

Conceitos:

Bacia de sedimentação, desligamento, extensão (distensão), deformação, falhas, falha inversa, falha normal, dobras, modelo análogo (ver mapa de conceitos).

*As subquestões resultam de decomposição da primeira e são habitualmente aplicadas na investigação de fenómenos geológicos.

Como se gerou e deformou a bacia a Norte de Águeda?
(O quê?, Onde?, Quando?, Porquê?, Como?)*



Acontecimentos:

Duas placas de esferovite encaixadas uma na outra (de acordo com desenho). Por cima é colocado um tecido elástico e fixado na esferovite com alfinetes. Por cima, polvilham-se várias camadas de areia de cores diferentes até perfazer cerca de 3 cm. Marcar círculos na superfície da última camada. Empurra-se simultaneamente de cada lado, cm a cm até cerca de 6 cm. Pulveriza-se com água para depois se proceder aos cortes.

Domínio metodológico

Juízos de valor:

O modelo é sempre uma simplificação da realidade logo são desprezados alguns dos fatores reais que influenciam todo o processo. Fatores como por exemplo a temperatura, o reajustamento isostático, a erosão e sedimentação em simultâneo não são considerados. O tecido elástico não existe na realidade, simula uma camada com comportamento plástico que distribui a deformação e induz a subsidência.

Juízos cognitivos:

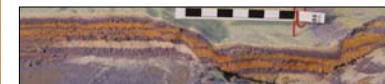
A formação da bacia realiza-se à custa de movimentos de desligamento e de extensão, assim se justifica a formação de falhas normais e de desligamento. Mas cada tipo de falha parece ter mais do que uma componente, sendo oblíqua. Ao mesmo tempo acontece a subsidência da bacia materializada por “flexura do tecido elástico”.

Transformações:

Formam-se falhas normais na zona da bacia e com o aumento do deslocamento formam-se depois falhas com uma direção próxima da falha de desligamento (falhas de Riedel). À medida que o deslocamento vai prosseguindo vão-se formando mais falhas tanto de desligamento como normais que vão sendo acrescentadas no 1º caso, e vão rodando no 2º caso, no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio.

Registos/ Dados:

A deformação dos círculos permite induzir as várias componentes da deformação. Os cortes permitem verificar o tipo de deformação (dobras, falhas normais e inversas) nas várias zonas da bacia, bem como a subsidência.



Sugestão de planificação didática para o professor

Tipo de Ambiente Geodinâmico: Transcorrente/2

Domínio conceptual

Filosofias:

- O conhecimento geológico assenta essencialmente na observação e na experimentação, tendo por base o princípio do atualismo. Segundo este princípio, os processos geológicos que acontecem atualmente são semelhantes aos ocorridos no passado, produzindo efeitos semelhantes (ex. litologias, estruturas).
- A utilização de modelos análogos permite a simulação dos processos geológicos tendo por base a observação no campo e os modelos teóricos.
- Como representações da realidade, os modelos análogos têm limitações do que diz respeito às relações de espaço, tempo e de comportamento reológico dos materiais, com o fenómeno real.

Teorias:

- A Tectónica de Placas é uma teoria global que explica os diversos fenómenos internos da Terra como os sismos bem como a formação de relevos positivos e negativos.

Princípios:

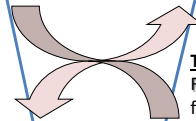
- A formação de bacias de *pull-apart* está associada à movimentação em falhas de desligamento que sofrem desvios devido a diversas heterogeneidades/anisotropias existentes nas formações que atravessam.
- A deformação pode acontecer em regime frágil ou dúctil de acordo com diversos fatores levando à formação de falhas e dobras.
- A formação ou a reativação de falhas provoca a libertação de energia, gerando sismos.

Conceitos:

Bacia de sedimentação, desligamento, deformação, falhas, falha inversa, falha normal, sismo, modelo análogo (ver mapa de conceitos).

* No site do IPMA, é possível pesquisar os sismos dos últimos anos. Com epicentros próximos do Porto, Coimbra e Ferreira do Alentejo, ocorreram sismos de baixa magnitude nos últimos anos (2005-2013), que foram sentidos pelas populações.

Que relação
pode existir
entre sismos,
bacias de
sedimentação e
falhas de
desligamento?



Juízos de valor:

O modelo é sempre uma simplificação da realidade logo são desprezados alguns dos fatores reais que influenciam todo o fenómeno geológico. Na realidade a movimentação das falhas origina sismos. A pesquisa de sismos ocorridos nos últimos anos, por exemplo, em alguns locais nas imediações da FPTFA, sugere que haja uma relação entre a movimentação desta falha, os sismos e a formação de bacias*.

Juízos cognitivos:

A formação da bacia realiza-se à custa de movimentos de desligamento e de extensão, assim se justifica a formação de falhas normais e de desligamento. A movimentação de cada falha na realidade corresponde à libertação de energia com produção de sismos.

Transformações:

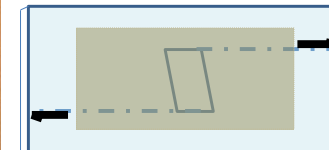
Formam-se falhas normais na zona da bacia e com o aumento do deslocamento formam-se depois falhas com uma direção próxima da falha de desligamento (falhas de Riedel). À medida que o deslocamento vai prosseguindo vão-se formando mais falhas tanto de desligamento como normais que vão sendo acrescentadas no 1º caso, e vão rodando no 2º caso, no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio.

Registos/Dados:

Falhas formadas com direções distintas relacionadas com a falha principal. Se se considerar N-S para a falha principal, as outras falhas associadas apresentam direções NE-SW, NNE-SSW, ENE-WSW.

Acontecimentos:

Duas placas de esferovite encaixadas uma na outra (de acordo com desenho). Por cima é colocado um tecido elástico e fixado na esferovite com alfinetes. Por cima, polvilham-se várias camadas de areia de cores diferentes até perfazer cerca de 3 cm. Marcar círculos na superfície da última camada. Empurra-se simultaneamente de cada lado, cm a cm até cerca de 6 cm. Pulveriza-se com água para depois se proceder aos cortes.



impressão - encadernação - acabamento

repro
2000
centro de cópias

Campo Grande nº 380 - 3D - Loja 4
(rua Odette Saint-Maurice)

TELEF. 217 585 504
e-mail: repro2000@sapo.pt